

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



Estudo morfo-sedimentar do Canhão de Aveiro

Nuno Miguel Lapa

Mestrado em Geologia Aplicada
Especialização em Geologia de Engenharia

Relatório de Estágio orientado por:
Professor Doutor Fernando Marques
Doutora Aurora Rodrigues

Aos meus avós...

AGRADECIMENTOS

A realização da presente dissertação permitiu-me concluir o Mestrado em Geologia Aplicada, ramo de Geologia de Engenharia e sem o apoio dos meus colegas, amigos e familiares não teria sido possível. Neste seguimento, gostaria de deixar umas palavras de apreço e agradecimento, antes de apresentar o trabalho desenvolvido.

Primeiramente gostaria de agradecer ao Instituto Hidrográfico, na pessoa do seu Diretor-Geral Contra-almirante António M.C. Coelho Cândido, instituição onde desenvolvo, desde há alguns anos a minha atividade profissional, por me ter proporcionado a oportunidade de desenvolver este estudo usufruindo dos dados colhidos no âmbito dos projetos SEPLAT (financiado pelo MDN) e DEEPCO (financiado pela FCT).

À Doutora Aurora Rodrigues (Instituto Hidrográfico – Divisão de Geologia Marinha), minha coorientadora, pelo apoio e incentivo para tirar o mestrado. Principalmente pelo conhecimento partilhado, discussões e orientações sobre o rumo que deveria tomar o estudo, ao longo do seu desenvolvimento, que me permitiu chegar a bom porto.

Ao Professor Doutor Fernando Marques (Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa – Departamento de Geologia), meu orientador, pela disponibilidade e interesse no trabalho. A sua orientação e sugestões pertinentes foram determinantes para a apresentação do trabalho final.

A todos os colegas da Divisão de Geologia Marinha do Instituto Hidrográfico que, de uma maneira ou outra, me ajudaram a concretizar este desafio. De forma especial, e sem desprimor para os restantes, gostaria de salientar os seguintes:

- Catarina Guerreiro (embora não integrando neste momento a equipa da GM) pela disponibilidade, e prontidão, com que partilhou as informações que detinha sobre a cobertura sedimentar da plataforma adjacente ao Canhão de Aveiro, adquiridas e processadas no âmbito do projeto DEEPCO.

- João Duarte e Joaquim Pombo por me apoiarem na abertura dos *cores*, por partilharem o seu conhecimento comigo e pela discussão de alguns resultados. Ao longo destes anos tenho aprendido muito com eles, e no fundo sem o seu apoio não teria sido possível seguir nesta jornada;

- Milton Cabral, Cesarina Pádua e Aida Seabra, por me terem apoiado na abertura dos *cores* e nos ensaios laboratoriais;

- Sandra Moreira por ter preparado as amostras dos *cores* para a análise composicional por difração laser a tempo de serem incluídas no trabalho;

- À Anabela Oliveira pela discussão dos resultados da análise composicional dos *cores*;

- À Laura Reis e André Vinhas pelo apoio prestado em relação à reflexão sísmica, e pelas discussões e dicas durante a sua interpretação;

Agradeço à minha mãe por ter investido e apostado, uma vez mais, no desenvolvimento e valorização da minha educação.

À Cassandra, minha namorada, pelo apoio, paciência e por ter estado sempre presente nesta minha jornada que por vezes não foi fácil.

Aos meus amigos e familiares por estarem sempre lá quando foi preciso.

Last but no least, ao meu pequenote Miguel, que me deixou terminar a dissertação dormindo 4 a 5 horas seguidas.

RESUMO

Ao longo da margem continental portuguesa definem-se vários vales submarinos, de diferentes dimensões e localizações, que fazem a ligação entre os sistemas sedimentares da plataforma continental e o domínio oceânico mais profundo. Os sistemas de maior dimensão, canhões submarinos, funcionam como grandes condutas de transferência de material sedimentar entre os sistemas costeiros e a planície abissal. De entre os vários canhões existentes, o Canhão de Aveiro destaca-se pela sua ampla cabeceira, em forma de anfiteatro, dissecada por uma rede de numerosos tributários. A sua cabeceira, localizada por volta dos 100m de profundidade, encontra-se instalada em formações progradantes do Eocénico e Neogénico.

A presente dissertação tem como objetivo de estudo, contribuir para a compreensão dos processos sedimentares que ocorrem no curso superior do Canhão de Aveiro, através da descrição dos sedimentos e da geomorfologia detalhada, características do substrato geológico, identificação e modelação de zonas de instabilidade. O estudo foi apoiado em dados reais adquiridos no âmbito do projeto SEPLAT (1989 e 1991) e do projeto DEEPCO (2007 e 2008), complementados por trabalhos disponíveis na bibliografia.

Através da análise do mapa de declives foi possível constatar a existência de três ruturas de pendor principais ao longo da vertente. Cruzando esta informação com os dados de reflexão sísmica, verificou-se que estas ruturas estão associadas ao controlo estrutural (falhas e/ou alternância de formações de diferentes competências, que constituem o substrato geológico).

A cobertura sedimentar existente na plataforma envolvente é essencialmente arenosa e carbonatada, refletindo as condições hidrodinâmicas junto ao fundo. A espessura da camada sedimentar não ultrapassa, no geral, os 2 metros e tende a diminuir em direção ao bordo da plataforma. Os sedimentos superficiais encontram-se depositados sobre formações de idade neogénica e eocénica, que correspondem, respetivamente a calcários bioclásticos e a formações detríticas mais ou menos carbonatadas.

Na área adjacente ao canhão, e controlando as características morfológicas deste sector identificaram-se três falhas principais, correspondendo a desligamento direito. A maior das referidas estruturas, é a denominada Falha do Canhão de Aveiro, de direção WNW-ESE, que se prolonga desde a plataforma média e controla a configuração do bordo meridional do canhão.

A análise da coluna sedimentar presente a cerca de 2600m de profundidade, permitiu verificar que as condições hidrodinâmicas do local são de menor energia, propiciando deposição de partículas finas. Não obstante estas condições físicas, foram identificados dois níveis contrastantes (35-50cm e 125-145cm de profundidade) em termos texturais, mineralógicos e geotécnicos, podendo corresponder a dois episódios distintos de ocorrência de fluxos turbidíticos.

A avaliação da suscetibilidade à ocorrência de instabilidades nas vertentes do canhão foi efetuada utilizando um modelo de base estatística, de natureza bivariada, o modelo do Valor Informativo. Este método pressupõe uma inventariação de eventuais vestígios de movimentos de massa que ocorreram na vertente e sua correlação com os fatores que podem estar associados à geração de instabilidade. Os resultados foram validados com recurso à construção de curvas de sucesso, para hierarquizar os fatores mais importantes e validar globalmente os resultados do modelo. Da análise final resultam mapas de suscetibilidade à ocorrência de movimentos, cujos resultados são encorajadores, face às limitações da informação de base disponível.

O estudo realizado conjugou dados de diferentes metodologias e origens, que, de forma integrada, se complementam entre si e permitiram avançar no estudo de processos sedimentares do bordo da plataforma na adjacência a canhões submarinos. Os resultados alcançados indicam que, os processos que modelaram o canhão são herdados de uma estrutura geológica profunda e que a distribuição e características da cobertura sedimentar foi controlada por ciclos sedimentares posteriores ao último Máximo Glaciário.

Palavras-chave: Canhão Submarino de Aveiro, bordo da plataforma, vertente continental, sedimentos superficiais, sedimentos verticais, reflexão sísmica, suscetibilidade à instabilidade de vertentes submarinas.

ABSTRACT

Along the Portuguese continental margin there are several submarine valleys of different dimensions, which connect the sedimentary systems of the continental shelf with the deeper oceanic domain. The larger systems are the submarine canyons that act as major sedimentary material transfer conduits between the coastal systems and the abyssal plain. Among the several canyons, the Aveiro Canyon stands out for its wide headland, in the form of an amphitheater, dissected by a system of numerous tributaries. Its head, located at about 100m depth, is installed in prograding formations of Eocene and Neogene age.

The aim of this study is to contribute to the understanding of the sedimentary processes that occur in the upper course of the Aveiro Canyon, through the description of the detailed geomorphology, geological substrate characteristics, identification and modeling of instability zones. The study was supported by real data acquired under the SEPLAT project (1989 and 1991), and the DEEPCO project (2007 and 2008), complemented by works available in the bibliography.

Through the analysis of the slope map it was possible to verify the existence of three main slope breaks along the canyon slope. Cross-referencing this information with the seismic reflection data, it was verified that these breaks are associated with the structural control (such as faults and/or alternation of formations with different resistances that constitute the geological substrate).

The sedimentary cover in the surrounding shelf is essentially sandy and carbonated, reflecting the hydrodynamic conditions near the bottom. The thickness of the sedimentary layer generally doesn't exceed 2 meters and tends to decrease towards the shelf break. The superficial sediments are deposited over formations of Neogene and Eocene age, corresponding, respectively, to bioclastic limestones and to (broadly speaking) carbonated detrital formations.

In the adjacent canyon area, and controlling the morphological characteristics of this sector, three major right lateral strike-slip faults were identified. The largest of these structures is called the Aveiro Canyon Fault, with WNW-ESE direction, which extends from the middle shelf and controls the configuration of the southern edge of the canyon.

The analysis of the sedimentary column present at about 2600m depth allowed to verify that the *in-situ* hydrodynamic conditions are of lower energy, causing deposition of finer particles. In spite of these physical conditions, two contrasting levels (35-50cm and 125-145cm of depth) were identified in terms of textural, mineralogical and geotechnical characteristics, presumably corresponding to two distinct episodes of occurrence of turbidity flows.

The evaluation of the canyon slope instability susceptibility was performed using a statistical based model, of a bivariate nature, the Information Value Method. This method takes into consideration an inventory of possible evidences of mass movements that occurred in the slope and its correlation with the factors that may be associated to the instability generation. The results were validated using the generation of success rate curves, to rank the most important factors and to globally validate the results of the model. From the final analysis, maps of susceptibility to the occurrence of movements were produced; given the scarcity and limitation of the available data, the results are deemed encouraging.

The study combined data from different methodologies and origins, which, in an integrated way, complement each other and allowed to foster the study of sedimentary processes in the continental shelf break in the vicinity of submarine canyons. The results indicate that the processes that shaped the canyon were influenced by the deep geological structure, and that the distribution and characteristics of the sedimentary cover were controlled by sedimentary cycles after the Last Glacial Maximum.

Keywords: Aveiro Submarine Canyon, shelf break, continental slope, superficial sediments, vertical sediments, seismic reflection, marine slope instability susceptibility.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS.....	III
RESUMO.....	IV
ÍNDICE.....	VI
LISTA DE ABREVIATURAS.....	X
1. Introdução	1
2. Objetivos	2
3. Enquadramento da área em estudo.....	3
3.1. Enquadramento geográfico	3
3.2. Enquadramento geomorfológico e geológico	3
3.2.1. Cobertura sedimentar	5
3.3. Enquadramento oceanográfico.....	6
4. Dados e Métodos	7
4.1. Métodos diretos (amostragem sedimentar).....	7
4.2. Análises laboratoriais	9
4.2.1. Granulometria	9
4.2.2. Carbonato de cálcio.....	10
4.2.3. Análise composicional por difração de raios-X	10
4.2.4. Suscetibilidade magnética	10
4.2.5. Teor em água.....	11
4.2.6. Limites de consistência	11
4.2.7. Densidade aparente	12
4.2.8. Resistência ao corte não drenada – Cone Penetrométrico	12
4.2.9. Ensaio de corte direto.....	12
4.3. Métodos indiretos (acústicos e geofísicos).....	13
4.3.1. Sondador acústico multifeixe	13
4.3.2. Reflexão sísmica monocanal.....	14
4.3.3. Perfilador de sedimentos (<i>Sub-bottom profiler</i>).....	15
4.3.4. Sonar de varrimento lateral.....	16
4.4. Processamento dos dados (ambiente SIG)	16
4.5. Modelação da instabilidade de vertentes.....	17
5. Caracterização da superfície do fundo marinho do canhão	18
5.1. Morfologia do fundo marinho.....	18
5.2. Mapa de declives	18
5.3. Mapa de exposição de vertentes.....	22
5.4. Perfis das vertentes do canhão	23
6. Caracterização dos sedimentos superficiais de fundo	25
6.1. Análise da cobertura sedimentar	25
6.2. Caracterização textural dos sedimentos	28
6.3. Carbonatos.....	31
7. Estrutura Geológica.....	33
7.1. Unidades sísmicas e espessura da cobertura.....	33
7.2. Estrutura interna da cabeceira do canhão.....	34
7.3. Coluna sedimentar não consolidada	39
7.3.1. Abertura dos <i>cores</i>	40
7.3.2. Caracterização textural da coluna sedimentar	42
7.3.3. Caracterização mineralógica da coluna sedimentar	45
7.3.4. Parâmetros geotécnicos da coluna sedimentar	48
7.3.4.1. Suscetibilidade magnética.....	48
7.3.4.2. Densidade aparente e teor em água natural.....	49
7.3.4.3. Resistência ao corte não drenada	49
7.3.4.4. Limites de consistência.....	50

7.3.4.5. Corte direto.....	52
8. Instabilidade da vertente do canhão	54
8.1. Determinação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente	55
8.2. Método do valor informativo	55
8.3. Inventário de movimentos	56
8.4. Fatores de predisposição	58
8.5. Mapa de suscetibilidade	60
8.6. Validação de resultados.....	63
9. Discussão.....	69
10. Considerações finais.....	75
10.1. Síntese dos resultados	75
10.2. Avaliação do trabalho realizado e perspectiva de desenvolvimento futuro	76
11. Referências bibliográficas.....	78

FIGURAS

Figura 3.1– Localização da área de estudo.....	3
Figura 3.2 – Carta batimétrica do canhão de Aveiro.	4
Figura 3.3 – Localização da falha do Canhão de Aveiro.....	4
Figura 3.4 – Extrato da carta SED2 (2010) na região da cabeceira do canhão.	5
Figura 4.1 – Mapa de amostragem sedimentar na plataforma e vertente continentais em estudo.....	7
Figura 4.2 – Colhedor Smith-McIntyre	8
Figura 4.3 – Manobra do corer de gravidade e aspeto do sedimento retido no tubo.	8
Figura 4.4 – Limites de consistência e comportamento dos solos com a variação do teor em água.	11
Figura 4.5 – Pormenor do feixe acústico emitido a partir da embarcação na execução de um levantamento batimétrico.....	13
Figura 4.6 – Sistema sondador acústico multifeixe acoplado ao navio NRP “Almirante Gago Coutinho”.....	14
Figura 4.7 – Esquema do modo de funcionamento da reflexão sísmica.	15
Figura 4.8 – Esquema do modo de funcionamento do sistema sub-bottom profiler.....	16
Figura 5.1 – MDT do curso superior do Canhão de Aveiro e localização dos perfis transversais.	18
Figura 5.2 – Mapa de declives, obtido a partir do MDT.	19
Figura 5.3 – Pormenor do primeiro ressalto/rutura, linha a vermelho, e respetivo mapa de declives. ..	19
Figura 5.4 – Perfil batimétrico do primeiro ressalto/rutura.	20
Figura 5.5 – Pormenor do segundo ressalto/rutura, linha a azul, e respetivo mapa de declives.	20
Figura 5.6 – Perfil batimétrico do segundo ressalto/rutura.	21
Figura 5.7 – Pormenor do terceiro ressalto/rutura, linha a verde, e respetivo mapa de declives.	21
Figura 5.8 – Perfil batimétrico do terceiro ressalto/rutura.....	22
Figura 5.9 – Mapa de exposição das vertentes.....	22
Figura 5.10 – Perfis batimétricos representativos da morfologia interna no sector Norte.	23
Figura 5.11 – Perfis batimétricos representativos da morfologia interna no sector central.....	23
Figura 5.12 – Perfis batimétricos representativos da morfologia interna no sector Sul.....	24
Figura 6.1 – Distribuição do tamanho médio dos sedimentos de fundo.....	25
Figura 6.2 – Distribuição do tamanho médio do grão dos sedimentos superficiais de fundo ao longo da profundidade.	26
Figura 6.3 – Distribuição da calibragem dos sedimentos superficiais de fundo.	26
Figura 6.4 – Relação entre o diâmetro médio dos sedimentos e o respetivo desvio padrão.	27
Figura 6.5 – Distribuição da assimetria dos sedimentos superficiais de fundo.....	27
Figura 6.6 – Relação entre o diâmetro médio dos sedimentos e a respetiva assimetria.	28
Figura 6.7 – Distribuição espacial da fração cascalho.	28
Figura 6.8 – Distribuição espacial da fração areia.....	29
Figura 6.9 – Distribuição espacial da fração silte.....	30
Figura 6.10 – Distribuição espacial da fração argila.....	30
Figura 6.11 – Distribuição especial do teor em carbonato de cálcio (CaCO ₃).....	31

Figura 6.12 – Distribuição do teor em carbonato de cálcio dos sedimentos superficiais ao longo da profundidade.	32
Figura 6.13 - Relação entre o diâmetro médio dos sedimentos e o teor em carbonato de cálcio.	32
Figura 7.1 – Localização dos perfis de reflexão sísmica representados sobre o MDT.	33
Figura 7.2 – Excerto do perfil de reflexão sísmica boomer P20.	34
Figura 7.3 – Perfil SBP P60.	35
Figura 7.4 – Perfil boomer P35.	36
Figura 7.5 – Perfil boomer P29.	36
Figura 7.6 – Identificação da falha do canhão de Aveiro no perfil boomer 39 E-W.	37
Figura 7.7 – Imagem de sonar a evidenciar a presença de um conjunto de descontinuidades.	37
Figura 7.8 – Extrato do perfil boomer P35 a evidenciar a falha F1.	38
Figura 7.9 – Pormenor da falha F2 no sector Norte no início do perfil boomer P20.	38
Figura 7.10 – Extrato do perfil boomer P23 N-S com a falha F2.	39
Figura 7.11 – Localização das estações de amostragem vertical.	40
Figura 7.12 – Pormenor de um seccionamento do core C6, no nível 125-135 cm.	41
Figura 7.13 – Pormenor do cone penetrométrico utilizado para a determinação da resistência ao corte não drenada em uma secção do core C6.	41
Figura 7.14 – Pormenor da secção 125-135 cm do core C6.	42
Figura 7.15 – Pormenor da extração da amostra a ensaiar para o corte direto.	42
Figura 7.16 – Relação granulometria vs. Desvio padrão do core C5.	43
Figura 7.17 – Relação granulometria vs. Assimetria do core C5.	44
Figura 7.18 – Relação granulometria vs. Desvio padrão do core C6.	44
Figura 7.19 – Relação granulometria vs. Assimetria do core C6.	45
Figura 7.20 – Distribuição vertical dos parâmetros analisados na amostra C5.	46
Figura 7.21 – Distribuição vertical dos parâmetros analisados na amostra C6.	47
Figura 7.22 – Gráfico de plasticidade, ou de Casagrande para classificação de solos. A azul a amostra C5, e a vermelho a C6.	51
Figura 7.23 – Gráfico tensão vertical (σ) vs resistência ao corte máxima (τ).	53
Figura 8.1 – Delimitação de áreas sujeitas a movimentos de vertente.	56
Figura 8.2 – Pormenor de um conjunto de deslizamentos rotacionais (slumps) ao longo da vertente em vista 3D e identificação dos mesmos no mapa de inventário.	57
Figura 8.3 – Perfil NE-SW na vertente do canhão transversal a dois deslizamentos.	57
Figura 8.4 – Mapa de susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente.	63
Figura 8.5 – Curva de sucesso correspondente ao valor informativo considerando os 6 fatores de predisposição.	65
Figura 8.6 – Curvas de sucesso correspondentes a cada um dos fatores de predisposição, com base no método do valor informativo.	65
Figura 8.7 – Curvas de sucesso correspondentes aos modelos de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente, produzidas com 1 a 6 fatores de predisposição de acordo com a sua hierarquia.	66
Figura 8.8 – Mapas de suscetibilidades produzidos com base no modelo informativo.	68
Figura 9.1 – Curva do nível médio do mar para o sector setentrional da margem continental portuguesa desde o UMG.	70
Figura 9.2 – Reconstituição paleogeográfica da rede de drenagem e do paleolitoral arenoso durante o UMG (18 000 anos).	71

TABELAS

Tabela 7.1 – Resumo da amostragem vertical: profundidade, comprimento da amostra recuperada e breve descrição da amostra.	39
Tabela 7.2 – Valores típicos de resistência ao corte não drenada de argilas marinhas.	50
Tabela 7.3 – Valores típicos de limites de consistência para minerais de argila.	50
Tabela 7.4 – Classificação dos solos com base no índice de plasticidade.	50
Tabela 7.5 – Comportamento dos solos consoante o seu índice de liquidez.	51
Tabela 7.6 – Classificação das argilas consoante com base no índice de consistência.	52
Tabela 7.7 – Classificação das argilas quanto à sua atividade.	52

Tabela 7.8 – Atividade de vários minerais e argilas..	52
Tabela 7.9 – Valores de ângulo e atrito e de coesão obtidos através do ensaio de corte direto.	53
Tabela 7.10 – Valores típicos de diferentes tipos de sedimento segundo o seu ângulo de atrito.	53
Tabela 8.1 – Movimentos identificados na vertente do canhão a partir do MDT da batimetria.	58
Tabela 8.2 – Superfícies dos fatores de predisposição e respectivas classes.	59
Tabela 8.3 – Pontuações de valor informativo (scores) obtidas para cada uma das variáveis	61
Tabela 8.4 – Pontuações (scores) médias obtidas para cada fator de predisposição.	64
Tabela 8.5 – Comparação entre os scores médios obtidos e os valores de AAC para cada um dos fatores de predisposição.	66
Tabela 8.6 – Valores de AAC dos modelos de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente, produzidos com 1 a 6 fatores de predisposição de acordo com a sua hierarquia.	67

EQUAÇÕES

(Equação 4.1)	10
(Equação 4.2)	10
(Equação 4.3)	11
(Equação 4.4)	11
(Equação 4.5)	12
(Equação 4.6)	12
(Equação 4.7)	12
(Equação 4.8)	12
(Equação 7.1)	53
(Equação 8.1)	55
(Equação 8.2)	56
(Equação 8.3)	60
(Equação 8.4)	63
(Equação 8.5)	64

ANEXOS

Classificação dos sedimentos do core C5
Classificação dos sedimentos do core C6
Escala granulométrica de Wentworth (1922) modificada em Dias (2004)
Parâmetros estatísticos – tabelas classificativas (Folk, 1974)
Classificação textural de Shepard (1954)
Sistema Unificado de Classificação de Solos

LISTA DE ABREVIATURAS

AAC	Área Abaixo da Curva
Ac	Atividade das Argilas
cm/kano	Centímetro por mil anos
<i>Core</i>	Amostragem Vertical
DEEPCO	<i>Deep Sedimentary Conduits of the West-Iberian Margin</i>
DGPS	<i>Differential Global Positioning System</i>
E	Este
FCUL	Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
GM	Divisão de Geologia Marinha
I _c	Índice de Consistência
IH	Instituto Hidrográfico
I _i	<i>Scores/Pontuações</i> do valor Informativo
I _L	Índice de Liquidez
I _P	Índice de Plasticidade
kPa	Kilopascal
LL	Limite de Liquidez
LP	Limite de Plasticidade
LR	Limite de Retração
Ma	Milhões de anos
MDT	Modelo Digital de Terreno
N	Norte
ROC	<i>Receiver Operating Characteristic</i>
S	Sul
SBP	<i>Sub-bottom profiler</i>
SEPLAT	Cartografia Sedimentar da Plataforma Portuguesa
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SM	Suscetibilidade Magnética
SMT	<i>Smith-McIntyre</i>
TWI	<i>Topographic Wetness Index</i> – Índice Topográfico de Humidade
UMG	Último Máximo Glaciar
U1	Unidade Sísmica 1
U2	Unidade Sísmica 2
U3	Unidade Sísmica 3
W	Oeste

1. Introdução

O bordo da plataforma continental está materializado por uma rutura de declive importante, que assinala também a fronteira entre dois domínios bastante distintos, quer em termos morfológicos, quer em termos sedimentares: a plataforma e a vertente continental. Do ponto de vista morfológico, a vertente, ao contrário da plataforma, é bastante irregular e encontra-se normalmente entalhada por vales, ravinas e canhões.

No caso da margem continental portuguesa encontram-se notáveis exemplos dessa diversidade morfológica, nomeadamente canhões submarinos (Vanney & Mougenot, 1981). No geral, um canhão submarino é um vale submarino encaixado e embutido a diferentes profundidades da plataforma continental, exibindo bastantes semelhanças morfológicas com as formas erosivas existentes no continente (Stigter et. al (2007). No entanto, como está submerso, a sua dinâmica e fatores de influência são diferentes: há que ter em conta o peso da coluna de água e sua variação de pressão; correntes submarinas e processos associados ao bordo da plataforma. A nível sedimentar funcionam como importantes condutas, promovendo a transferência de sedimentos entre os sistemas costeiros e a planície abissal (Mullenbach & Nittrouer, 2000; Puiget et al., 2003; Guerreiro et al., 2006). De origem variável, e nem sempre apresentando uma associação próxima com os grandes sistemas fluviais do continente, é inegável que os vales e canhões submarinos constituem estruturas extremamente dinâmicas (Guerreiro et al., 2006).

No bordo continental da costa portuguesa encontram-se várias formas deste tipo sendo os mais importantes o canhão do Porto, o canhão de Aveiro, o canhão da Nazaré, o canhão de Lisboa, o canhão de Setúbal e o canhão de S. Vicente. Cada canhão tem uma forma e um enquadramento geográfico distinto, sendo importante a compreensão dos processos que estiveram na sua origem e que condicionam a sua evolução passada e recente. Nesse sentido, o objeto de estudo do presente trabalho é o Canhão Submarino de Aveiro.

2. Objetivos

O objetivo primário da presente dissertação é a realização de um estudo geomorfológico e sedimentar do curso superior do Canhão de Aveiro, compreendendo a batimétrica dos 100 e 3000 metros, e sua interpretação face ao conhecimento existente sobre a plataforma continental.

Nesse âmbito, procede-se à análise geomorfológica do curso superior do Canhão de Aveiro, à caracterização da sua cobertura sedimentar, à interpretação da estrutura geológica e espessura da cobertura sedimentar, e à análise de instabilidade de suas vertentes. Os dados utilizados para tal, foram obtidos entre 1989 e 1991 no abrigo do programa SEPLAT (Cartografia Sedimentar da Plataforma Portuguesa) e entre 2007 e 2008 no âmbito do projeto DEEPCO (*Deep Sedimentary Conduits of the West-Iberia Margin*). A origem dos dados é discutida com maior pormenor no ponto 4.

Em concreto, a análise morfológica do canhão é efetuada por interpretação direta do modelo digital de terreno (MDT), criado a partir de sondagem hidrográfica, utilizando um *software* de Sistema de Informação Geográfica (SIG). São produzidos mapas de declives, mapas de exposição das vertentes, identificadas possíveis instabilidades, corroborando os dados com a elaboração de perfis longitudinais e transversais. No que diz respeito à caracterização da cobertura sedimentar, é avaliada a continuidade dos depósitos sedimentares (através da distribuição do tipo de sedimentos existentes – granulometria e teor em carbonatos) entre a plataforma e a vertente continental e a caracterização geotécnica do topo da camada de sedimentos, esta análise realizada com ensaios laboratoriais a amostras verticais (ver ponto 4). A descrição da estrutura geológica e determinação da espessura da cobertura sedimentar, são efetuadas com a análise dos perfis de reflexão sísmica ligeira realizados no canhão e na zona da plataforma envolvente. A análise à instabilidade de vertentes foi efetuada através de um modelo de base estatística, tendo por base a formulação de um inventário de potenciais movimentos sobre o MDT da batimetria.

Resumindo, a integração e processamento de todos os dados permitiram construir um modelo morfo-sedimentar do curso superior do canhão de Aveiro, com a descrição morfológica do sistema, avaliação da estrutura e espessura da camada de sedimentos mais recente, descrição da variabilidade espacial dos sedimentos e delimitação das áreas de sedimentação ativa e zonas potencialmente instáveis.

3. Enquadramento da área em estudo

3.1. Enquadramento geográfico

O curso superior do Canhão de Aveiro fica situado ao largo de Aveiro, a cerca de 50Km da costa portuguesa (Figura 3.1) no sector Norte da plataforma continental. A área de estudo encontra-se enquadrada entre as latitudes 40° 30' 00''N e 41° 00' 00'' N, e as longitudes 9° 10' 00'' W e 9° 40' 00'' W (WGS84).

A área encontra-se compreendida entre a batimétrica dos 100 e dos 3000 metros.

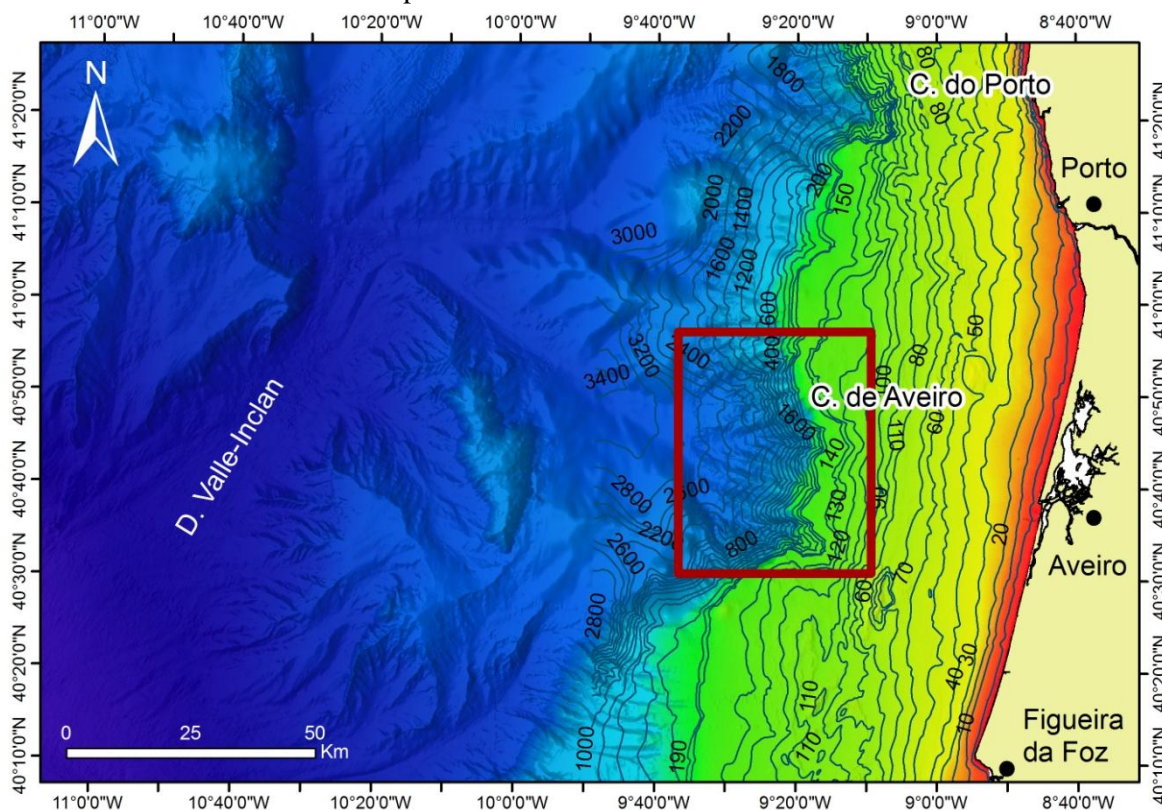


Figura 3.1— Localização da área de estudo. Mapa da margem continental portuguesa no sector estudado e localização do curso superior do Canhão Submarino de Aveiro (retângulo a vermelho). (MDT extraído de <http://portal.emodnet-bathymetry.eu/>).

3.2. Enquadramento geomorfológico e geológico

O curso superior do Canhão de Aveiro destaca-se dos vários canhões existentes ao longo da margem continental portuguesa por não apresentar uma forma clara de vale encaixado. Possui antes uma morfologia bastante larga e ampla, em forma de anfiteatro, com cerca de 60km de comprimento, dissecada por uma densa rede de pequenos vales tributários de menores dimensões (IH, 2008) ou linhas de escoamento.

A sua cabeceira situa-se abaixo dos 110m de profundidade e o canhão desenvolve-se por mais de 150km, pela Depressão de Valle-Inclán, até desembocar na Planície Abissal Ibérica às profundidades de 4000m. O canhão encontra-se embutido num sector da plataforma continental caracterizado por uma morfologia de fundo mais plana, de pendor muito suave, da ordem dos 0,3% (Rodrigues, 2004) onde também se observam alguns relevos de menor dimensão, como é o caso do Pontal da Galega (Figura 3.2). De acordo com Mougenot (1989), neste sector da margem, o bordo da plataforma é classificado como agradante. Geologicamente, a estrutura da plataforma continental é caracterizada por forte controle estrutural. Rodrigues (2004) refere a presença de falhas rotacionais de deslizamento gravitacional, formadas durante o *rifting* do Mesozóico, e a colmatação das depressões estruturais por um espesso corpo sedimentar terciário (formações detríticas e calcárias bioclásticas do Eocénico e Neogénico).

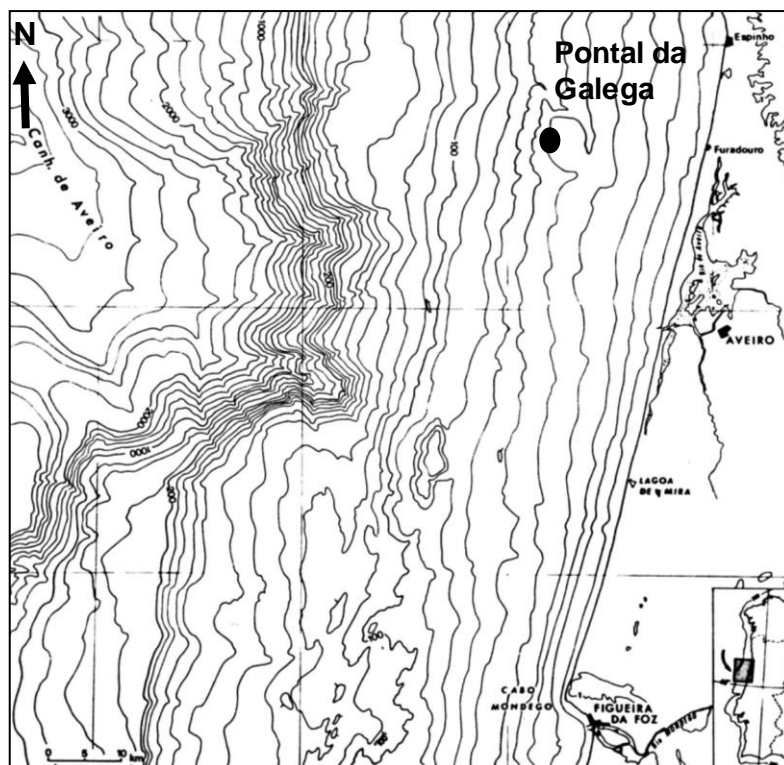


Figura 3.2 – Carta batimétrica do canhão de Aveiro (adaptado de Vanney & Mougénot, 1981).

Dada a distância que separa o canhão do continente, não parece haver uma relação genética entre o canhão e algum curso fluvial atual, mas a sua origem e posição poderá estar relacionada com uma falha de desligamento direito com componente de movimentação normal de direção WNW-ESE com abatimento do bloco Norte, identificada por Rodrigues (2004), como se pode observar na Figura 3.3.

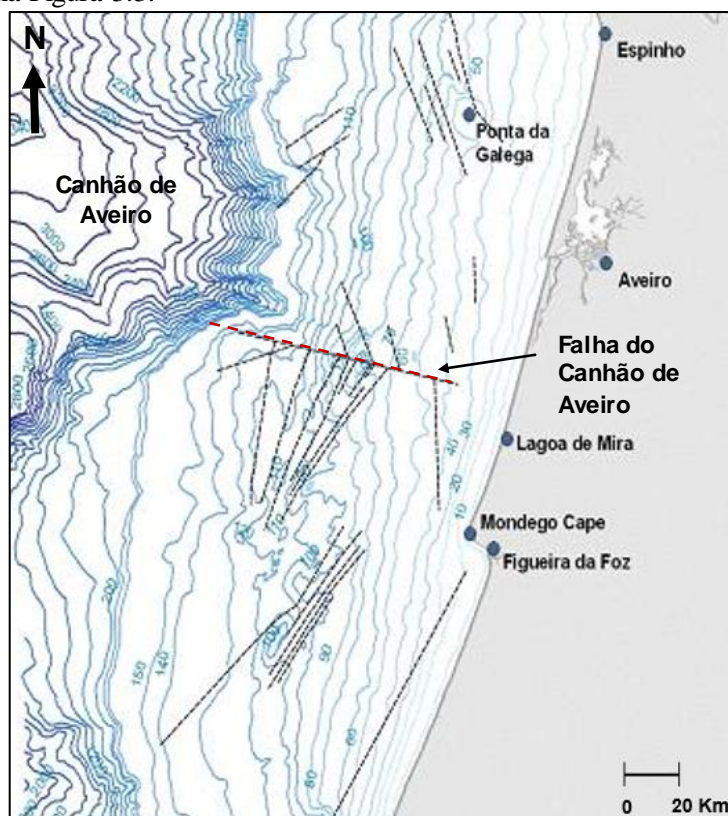


Figura 3.3 – Localização da falha do Canhão de Aveiro a vermelho (adaptado de Cabral, 1993, Rodrigues, 2004 e Guerreiro et al., 2006).

De acordo com o proposto, esta falha delimita dois domínios diferentes da plataforma: um bloco setentrional com estrutura em monoclinal dominada pela direção NW-SE a NNW-SSE do Fosso do Pontal da Galega; e um bloco Sul, definido até ao canhão da Nazaré, com evidências de deformação mais dúctil. A falha estende-se desde a plataforma interna até à vertente continental, onde controla a posição do canhão. É provável que a falha, formada durante a orogenia Varisca e reativada nos impulsos posteriores, tenha desempenhado um papel importante na origem e modelação do canhão (Rodrigues, 2004).

Segundo Rodrigues (2004), a cabeceira do canhão encontra-se instalada em formações progradantes mais recentes (Eocénico e Neogénico) constituídas por formações detríticas e calcários biogénicos.

3.2.1. Cobertura sedimentar

Segundo a carta de sedimentos superficiais da plataforma continental SED2 (IH, 2010), a cobertura sedimentar que se encontra junto à cabeceira do Canhão de Aveiro e na plataforma continental a montante é, no geral, grosseira, dominada essencialmente por areia (Figura 3.4).

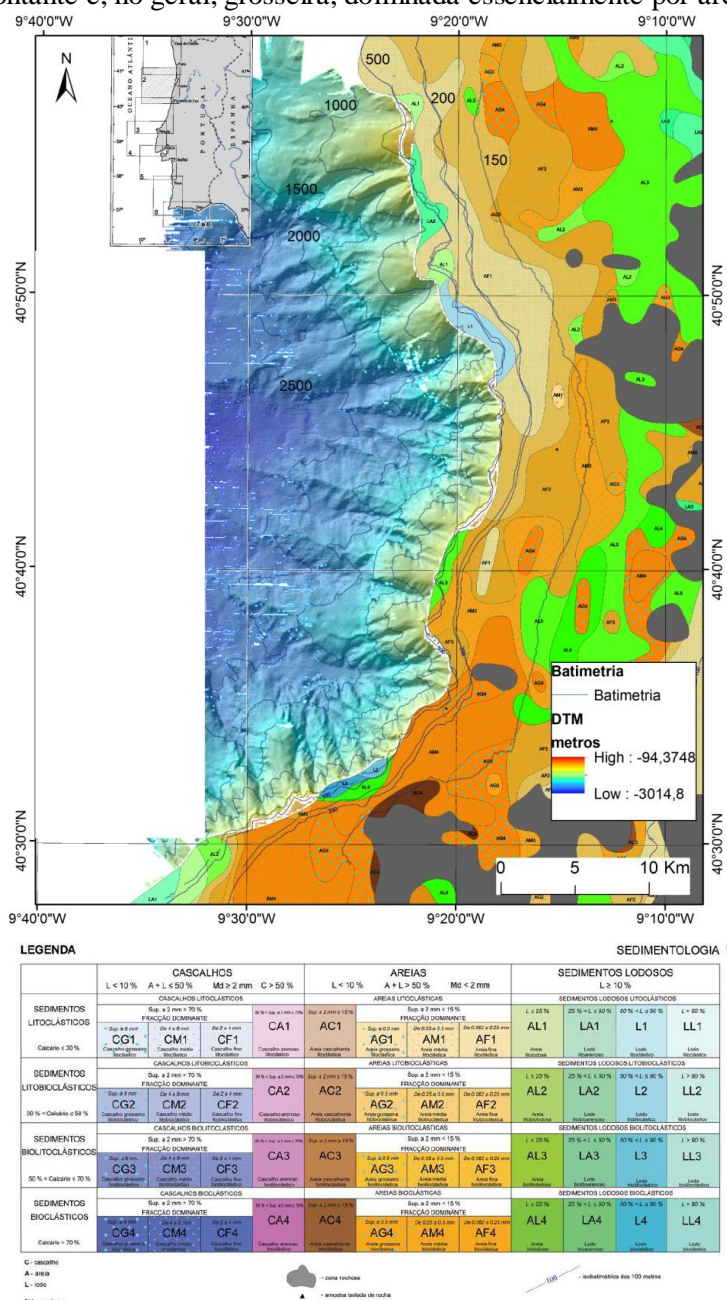


Figura 3.4 – Extrato da carta SED2 (2010) na região da cabeceira do canhão.

Contudo, de acordo com a carta SED2, é possível observar um aumento gradual da granulometria dos sedimentos superficiais de Norte para Sul: a Norte, os depósitos de areia são constituídos por areias finas litoclásticas (AF1), litobioclásticas (AF2) e biolitoclásticas (AF3); a Sul, observam-se com predominância os depósitos de areia média litoclástica (AM3) e bioclástica (AM4), e areia grosseira bioclástica (AG4).

No bordo da plataforma, abaixo dos 300 m de profundidade, encontram-se depósitos lodosos pontualmente localizados a Norte (L1) e a Sul (L2 e L3) caracterizados por conterem teores em argila entre 50 e 90 %. Também afloram pequenos depósitos de areia lodosa (AL1, AL3 e AL4) e de lodo arenoso (LA2) associados aos depósitos lodosos. Observa-se também ao longo da plataforma, abaixo dos 150 m, depósitos de areias lodosas (AL2, AL3 e AL4).

3.3. Enquadramento oceanográfico

A zona de estudo, localizada no sector NW da costa portuguesa, está exposta à ondulação do Atlântico e à vaga gerada localmente associada aos ventos de N (Roteiro da Costa de Portugal, 2015). Este sector da plataforma continental portuguesa é alvo da entrada de sedimentos de origem fluvial e de variações sazonais na circulação oceânica (IH, 2008). Posto isto, a circulação oceânica da plataforma é bastante influenciada por agentes meteorológicos, que por sua vez originam a ocorrência de ventos de NNW favoráveis ao *upwelling* costeiro durante o verão, e de ventos fortes de S-SW favoráveis à geração de *downwelling* no inverno (Fiúza, 1983; Vitorino, 1989; IH, 2008).

No que diz respeito às condições de agitação marítima, este sector da costa portuguesa apresenta valores médios na ordem dos 2,2m de altura significativa e dos 7,2s de período (Costa et al., 2001). Em termos sazonais, no verão (Junho a Setembro) a agitação marítima tem direcção predominante N-NW e é caracterizada por condições de baixa energia com altura significativa e período médio menores que 3m e 8s (Costa et al., 2001; Vitorino et al., 2002a). Em contraste, o regime de ondulação no inverno apresenta direcção predominante de NW a SW, e valores de altura significativa a variar entre os 3 e 4m com período médio de 8 a 9s (Vitorino et al., 2002a). Anualmente, entre 5 a 8 tempestades afetam a costa N portuguesa, fazendo com que estas condições sejam ultrapassadas atingindo valores de altura significativa e período médio superiores a 5m e 10s respetivamente (Vitorino et al., 2002a).

Para além das condições meteorológicas, a circulação oceanográfica da plataforma sofre também condicionamentos associados à morfologia costeira e à batimetria da própria plataforma. A existência de vales e canhões submarinos pode conduzir à criação de condições oceanográficas particulares, localizadas, e intrinsecamente relacionadas com a morfologia de fundo local (Guerreiro et al., 2006). Estudos realizados na costa continental portuguesa apontam para a influência que a topografia do canhão de Aveiro tem na circulação oceânica em redor: existência de atividade recorrente de filamentos de *upwelling*, nos bordos N e S do canhão (Haynes et al., 1993; Sousa, 1995); e presença de um *eddy* anticiclónico resultante da interação do jato de *upwelling* para S com a corrente de vertente de *upwelling* para N (Peliz et al., 2002).

Estudos realizados sobre o impacto da ondulação na plataforma continental portuguesa indicam que esta tem capacidade de promover a remobilização dos sedimentos de fundo na plataforma média e interna, até a cerca dos 150m de profundidade (Taborda, 1999; Vitorino et al., 2002a; IH, 2008).

4. Dados e Métodos

A maioria dos dados utilizados no presente estudo foi obtida no âmbito do projeto científico DEEPCO (*Deep Sedimentary Conduits of the West-Iberia Margin* – POCTI/CTA /46367/2002) entre 2007 e 2008. Este projeto tinha como objetivo a compreensão da origem e evolução dos canhões submarinos do Porto, Aveiro e Nazaré e perceber de que forma se processa a influência destas morfologias nos processos de dinâmica sedimentar passados e recentes, através do estudo das suas características morfológicas, geofísicas, sedimentares e micropaleontológicas.

Para o efeito foram realizadas várias campanhas, para aquisição de dados de natureza geofísica e sedimentológica que se encontravam em falta. No que diz respeito ao caso particular do canhão de Aveiro, foi realizada, em Dezembro de 2007, uma campanha de aquisição de dados geofísicos, nomeadamente multifeixe, sonar de varrimento lateral, sísmica ligeira de reflexão e magnetometria, e em Maio de 2008 uma campanha de amostragem com colheita de 7 amostras superficiais e 5 amostras verticais da cobertura sedimentar.

Para complementar a informação disponível, foram também utilizados dados sedimentológicos (208 amostras superficiais) obtidos entre 1989 e 1991 ao abrigo do programa SEPLAT (“Cartografia Sedimentar da Plataforma Continental Portuguesa”). O referido programa teve início em 1974 e teve como principal propósito a cartografia dos depósitos sedimentares desde a linha de costa até aos 500m de profundidade ao longo de toda a costa portuguesa, com base na amostragem regular e análise posterior das amostras de sedimentos superficiais do fundo marinho.

Nos pontos seguintes encontram-se discriminados os dados obtidos e os métodos utilizados para o seu tratamento.

4.1. Métodos diretos (amostragem sedimentar)

As amostras de sedimento analisadas no presente trabalho, foram colhidas, como foi referido anteriormente, ao abrigo do projeto DEEPCO numa campanha realizada entre 19 e 29 de Maio de 2008, e do projeto SEPLAT entre 1989 e 1991. No âmbito do projeto DEEPCO, foram efetuadas colheitas de amostras de sedimentos superficiais em 7 estações e amostras verticais em 4 estações. Durante o projeto SEPLAT, foram colhidas 208 amostras ao longo da cabeceira do canhão (Figura 4.1).

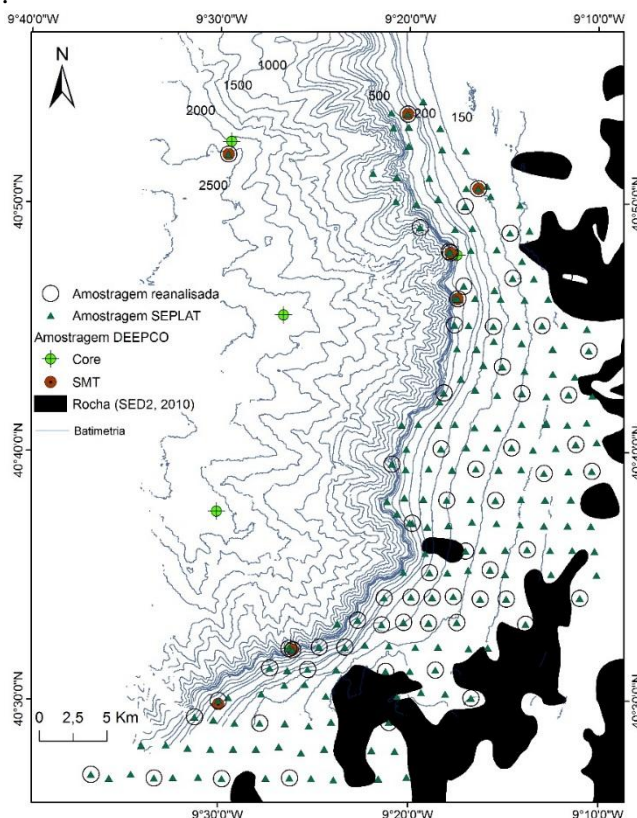


Figura 4.1 – Mapa de amostragem sedimentar na plataforma e vertente continentais em estudo.

Neste tipo de estudos, a colheita de sedimentos é muito importante por permitir realizar a caracterização real da cobertura sedimentar e realizar estudo sobre a evolução paleoambiental e processos de dinâmica sedimentar que caracterizam o fundo marinho. Deste modo, a colheita de amostras de sedimentos tem como principal objetivo a obtenção de uma porção de materiais não consolidados, representativa do leito sedimentar marinho em posições pré-definidas.

Existem dois tipos de amostras que se podem obter do fundo marinho: amostras superficiais e amostras verticais. As amostras superficiais são obtidas sobre os primeiros centímetros do fundo ($\pm 20\text{cm}$), e representam o sistema à superfície, sem preservação das estruturas sedimentares internas. As amostras verticais caracterizam o sistema em profundidade segundo uma linha vertical, representando um determinado volume adjacente. Esta amostra vertical, considerada individualmente, é um testemunho dos materiais existentes abaixo da transição água-sedimento, preservando um registo sedimentar em profundidade.

A amostragem superficial dos sedimentos foi efetuada por um colhedor do tipo *Smith-McIntyre*. Este dispositivo mecânico é constituído por duas conchas rotativas apoiadas num braço, que se fecham após contacto com o fundo quando são atuadas pela tração do cabo de suspensão, ficando os sedimentos retidos no interior das mesmas (Figura 4.2).



Figura 4.2 – Colhedor Smith-McIntyre

A amostragem vertical foi feita através do *corer* de gravidade: um colhedor vertical constituído por uma cabeça (peso), um tubo de penetração em aço, um *liner* (tubo de PVC) um nariz e um retentor (Figura 4.3).



Figura 4.3 – Manobra do *corer* de gravidade, à esquerda, e aspeto do sedimento retido no tubo, à direita (adaptado de IH, 2008).

O princípio de funcionamento deste colhedor consiste na penetração do sedimento por ação do seu próprio peso, ou seja, por ação da gravidade. Durante a penetração o sedimento é forçado a entrar no *liner*, colocado dentro do tubo de penetração, pelo nariz e o retentor evita que o sedimento saia. Existem *corers* de gravidade de várias dimensões, desde manobráveis manualmente, até capazes de comportar pesos superiores à tonelada. Após a colheita das amostras

verticais, ou *cores*, obtidas em cada uma das estações previamente definidas, estes foram devidamente selados (topo e base), e referenciados sendo posteriormente conservados numa câmara frigorífica a uma temperatura de 4°C.

O posicionamento de todas as estações de colheita de sedimentos foi efetuado com recurso ao sistema DGPS instalado a bordo da embarcação utilizada.

4.2. Análises laboratoriais

Após colheita, os sedimentos superficiais do fundo e as amostras verticais (*cores*), foram analisadas no Laboratório de Sedimentologia da Divisão de Geologia Marinha do Instituto Hidrográfico utilizando a metodologia em vigor na altura. Após darem entrada no laboratório, foram sujeitos uma bateria de ensaios: granulometria e teor em carbonato de cálcio (amostras de sedimentos superficiais e *cores*), suscetibilidade magnética, teor em água, densidade aparente, limites de Atterberg, resistência ao corte não drenado com o cone penetrométrico e ensaio de corte direto (estes últimos apenas nos *cores*).

De salientar que o tratamento laboratorial não foi realizado integralmente no mesmo período: 208 amostras SEPLAT foram ensaiadas entre 1989 e 1991, das quais 57 amostras foram reanalisadas em 2007 no âmbito do projeto DEEPCO; e 7 amostras de sedimentos superficiais e 5 verticais colhidas no âmbito do projeto DEEPCO foram ensaiadas em 2016. Para a análise da cobertura sedimentar no que diz respeito ao tamanho médio do grão, assimetria e desvio padrão utilizaram-se as amostras SEPLAT, reanalisadas conjuntamente com as mais recentes, e para a caracterização textural dos sedimentos (frações cascalho, areia, silte e argila) a malha maior de 208 amostras. Em termos texturais, efetuou-se uma análise comparativa entre ambos os métodos e conclui-se que a diferença de resultados não era significativa (obtendo um R^2 médio de 0,91). Nesse sentido, foi utilizado a totalidade das amostras analisadas (208+7 amostras).

Nas amostras verticais, primeiramente foi efetuada a suscetibilidade magnética, que é um ensaio não destrutivo, e só depois foram realizados os restantes ensaios, por requererem a abertura destas. Devido à presença de água não ser suficiente para obter resultados satisfatórios, não foi realizada a determinação das ondas P. A abertura e a escolha dos níveis/profundidades de amostragem dos *cores*, foi efetuada nos pontos que se consideraram mais relevantes ao presente estudo. Todos os resultados dos ensaios que visam determinar as suas características mecânicas foram analisados com precaução porque apesar de estarem preservados numa câmara frigorífica à temperatura de 4°C, os *cores* têm cerca de 8 anos de idade não havendo garantias que as características mecânicas dos sedimentos se mantiveram inalteradas.

4.2.1. Granulometria

Os sedimentos analisados entre 1989 e 1991 foram sujeitos a um método analítico ligeiramente diferente para a determinação do tamanho médio do grão do que se encontra atualmente em vigor no Laboratório de Sedimentologia da Divisão de Geologia Marinha, apesar do método se basear na mesma preparação e princípio: as amostras de sedimento são homogeneizadas e sub-amostradas; de seguida são sujeitas ao ataque com peróxido de hidrogénio (H_2O_2) para que a matéria orgânica seja eliminada; e lavagem do sedimento com água destilada.

As amostras do programa SEPLAT foram analisadas entre 1989 e 1991 peneiradas por via húmida com os crivos de 2mm e 63µm para separar a fração silto-argilosa da areno-cascalhenta. A fração superior a 63µm foi posteriormente peneirada a seco, numa coluna de crivos com intervalo de 1φ, e a fração silto-argilosa (< 63µm) foi determinada por pipetagem.

As amostras do programa SEPLAT reanalisadas em 2008 e as amostras do projeto DEEPCO, em 2016, foram peneiradas a húmido com o crivo de 500µm. A fração retida no crivo foi peneirada a seco em uma coluna de crivos com um intervalo de malha de 0,5φ, até 500µm (1φ), segundo a norma NP EN 933-1:2014/NT.LB.22v01.01 – 13/03/2015. A fração inferior a 500µm resultante de ambas as peneirações a seco e húmida, foram analisadas pelo método de difração laser com o equipamento MALVERN MASTERSIZER HYDRO 2000G, segundo a norma ISO13320:2009/NT.LB.23v02.02 – 13-03-2015. A determinação das classes do tamanho do grão resultam da combinação da peneiração a seco da fração superior a 500µm com a determinação por difração laser da fração inferior a 500 µm em intervalos de 0,5φ, onde segundo Krumbein (1934):

$$\phi = \log_2 \frac{D}{D_0} \quad (\text{Equação 4.1})$$

Onde D corresponde ao diâmetro das partículas (em mm) e $D_0 = 1\text{mm}$.

4.2.2. Carbonato de cálcio

A determinação do teor em carbonato de cálcio nas amostras SEPLAT foi realizada a partir da medição da libertação do dióxido de carbono após digestão de uma toma das amostras com ácido clorídrico, segundo o método descrito por Hulseman (1966), com o equipamento LECO Carbon Determinator.

A medição do teor em carbonato de cálcio nas amostras DEEPCO, em 2016, foi efetuado segundo a norma interna do Laboratório de Sedimentologia NT.LB.29 v02.00 – 22/01/2016. Segundo esta norma, o teor em carbonato de cálcio é determinado pela medição do carbono inorgânico total (TIC) presente nos sedimentos, em percentagem da massa seca total. Esta metodologia é baseada na deteção do dióxido de carbono libertado pela reação entre o carbonato de cálcio (CaCO_3) e o ácido ortofosfórico. A determinação do teor em TIC é efetuado pela espectrometria de absorção não dispersiva de infravermelhos, utilizando o equipamento SKALAR Primacs SN100IC. Os valores medidos de TIC são convertidos em carbonato de cálcio, utilizando a seguinte expressão:

$$\text{CaCO}_3\% = \text{TIC} \times 8.33 \quad (\text{Equação 4.2})$$

Segundo esta relação, por exemplo 0,2 % de TIC corresponde a 1,67 % de teor em carbonato de cálcio (CaCO_3) em amostra seca de sedimento.

4.2.3. Análise composicional por difração de raios-X

A composição mineralógica da fração silto-argilosa, ou seja partículas de dimensão inferior a 63 μm , do sedimento de cada um dos níveis seccionados dos *cores* foi determinada no Laboratório de Sedimentologia da Divisão de Geologia Marinha do Instituto Hidrográfico.

A análise dos sedimentos por raios-x tem por base a determinação semi-quantitativa dos minerais presentes nas amostras utilizando um difractómetro de raios-x. O equipamento utilizado no ensaio foi o PANALYTICAL Diffractometer utilizando radiação $\text{CuK}\alpha$, com varrimentos entre 2° e 60°.

A determinação semi-quantitativa dos minerais presentes nas amostras foi determinada através do cálculo das áreas dos picos das respetivas reflexões basais, utilizando o *software X'Pert HighScore*, e ponderadas utilizando poderes refletos estimados empiricamente.

4.2.4. Suscetibilidade magnética

A suscetibilidade magnética mede o grau de resposta magnética de um material sujeito a um campo magnético externo induzido, fornecendo informações importantes que conduzem à caracterização de partículas sedimentares.

O equipamento utilizado para a medição da suscetibilidade magnética foi o medidor BARTINGTON MS2 ligado a um sensor anelar MS2C via cabo coaxial. Resumidamente, o sensor MS2C é um sensor anelar com 100mm de diâmetro que induz e mede a suscetibilidade magnética dos sedimentos presentes no core. O valor de suscetibilidade medido é processado e registado no medidor MS2. Este é expresso em volume e corresponde à razão (κ) entre a magnetização do corpo (M) e do campo magnético aplicado (H), sendo por isso uma grandeza adimensional (Deering, 1994).

Antes de se iniciar a medição, o equipamento é calibrado com uma amostra padrão, cuja suscetibilidade magnética é conhecida. Após a calibração, a amostra vertical é passada no sensor MS2C em intervalos de 5 em 5cm de modo a obter um log de medições. Como a suscetibilidade magnética difere de material para material, a sua medição é útil para caracterizar sequências sedimentares.

Quando são valores positivos, o material pode ser paramagnético (que devido às suas propriedades, na presença de um campo magnético apresentam magnetização), ferromagnético

(matérias magnéticas, tais como ferro) ou antiferromagnético (por ex.: hematite). Por outro lado, se apresenta valores negativos, significa que o material é diamagnético, ou seja, o campo magnético é enfraquecido pela presença desse material.

4.2.5. Teorema água

Como próprio nome indica, a determinação do teor em água visa conhecer a quantidade de água presente numa amostra de sedimento. O ensaio é efetuado segundo a norma internacional ISO/TS 17892-1:2014. Basicamente, o ensaio consiste em retirar uma porção representativa de amostra de sedimento natural e pesá-lo. De seguida coloca-se na estufa a secar a 105° C no mínimo durante 16 horas até atingir peso constante, e volta-se a pesar. O teor em água é obtido através da razão entre o peso da água presente na amostra e o peso das partículas secas, convertido em percentagem.

$$w = \frac{W_w}{W_s} \cdot 100 \quad (\text{Equação 4.3})$$

Onde W_w corresponde ao peso da água e W_s ao peso das partículas secas.

4.2.6. Limites de consistência

De uma maneira geral, limites de consistência, ou limites de Atterberg, são os valores que definem os limites de quatro tipos de comportamento mecânico que um sedimento lodoso pode ter em função do seu teor em água (Figura 4.4). O seu cálculo permite caracterizar os sedimentos no que diz respeito à influência da água no seu comportamento mecânico.

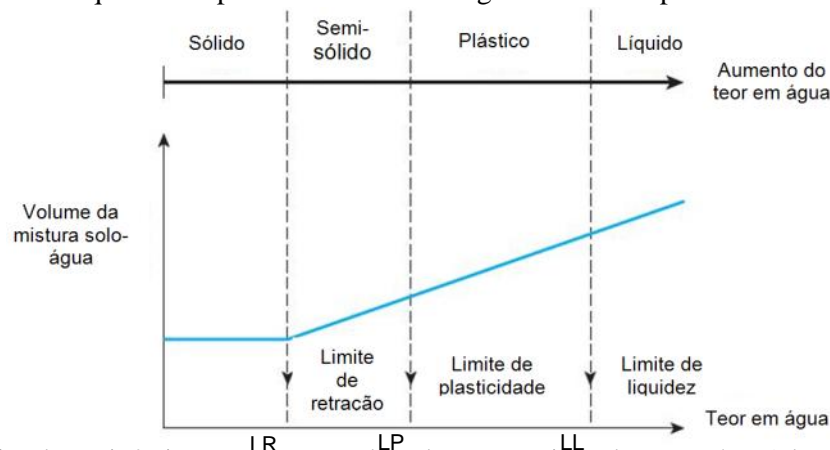


Figura 4.4 – Limites de consistência e comportamento dos solos com a variação do teor em água (adaptado de Das, 2011).

O limite de liquidez (LL ou W_L) é definido como sendo o teor em água no qual o solo passa de um comportamento líquido para um comportamento plástico (moldável). O teor em água que define o ponto de transição entre o comportamento plástico e o semi-sólido (friável) é o limite de plasticidade (LP ou W_P). Por fim, o limite de retração (LR ou W_R) é o teor em água que baliza o comportamento semissólido do comportamento sólido. Abaixo deste limite, o volume do solo passa a ser constante. A determinação dos limites de consistência no Laboratório de Sedimentologia é efetuada através de ensaios normalizados realizados em amostras representativas segundo a norma técnica britânica BS 1377-2:1990. O limite de liquidez é determinado utilizando o método do cone de penetração (*fall-cone test*), e o de plasticidade é efetuado formando filamentos cilíndricos com uma porção da amostra utilizada para o limite de liquidez.

Em função da determinação dos limites, foram calculados os índices de plasticidade (I_P), de liquidez (I_L), de consistência (I_C) e a atividade das argilas (A_C).

A diferença entre os limites de liquidez e de plasticidade designa-se por índice de plasticidade. A projeção deste índice com o LL, no gráfico de Casagrande permite classificar os solos/sedimentos argilosos. É dado pela seguinte expressão:

$$I_P = LL - LP \quad (\text{Equação 4.4})$$

A comparação do teor em água natural (w) com os limites de consistência fornece uma indicação aproximada da consistência do solo (Fernandes, 1994). Para tal são calculados: o índice de liquidez que correlaciona o teor em água, o limite de plasticidade e o índice de plasticidade de acordo com a seguinte equação:

$$I_L = \frac{w - LP}{I_P} \quad (\text{Equação 4.5})$$

E o índice de consistência, que correlaciona o limite de liquidez, o teor em água e o índice de plasticidade:

$$I_C = \frac{LL - w}{I_P} \quad (\text{Equação 4.6})$$

A atividade das argilas foi calculada segundo a (Equação 4.7). Esta foi obtida por Skempton (1953) após ter verificado uma proporcionalidade entre o índice de plasticidade e a percentagem da fração argilosa de um solo.

$$A_c = \frac{I_P}{\% < 0,002 \text{ mm}} \quad (\text{Equação 4.7})$$

4.2.7. Densidade aparente

A densidade aparente, ou peso volúmico natural, é a densidade *in-situ* que um sedimento tem no seu estado natural. Refere-se ao peso de sedimento por unidade de volume (incluindo vazios preenchidos por qualquer fluído, quer seja líquido ou gás) em estado natural. O método adotado no Laboratório de Sedimentologia tem por base a norma internacional ISO/TS 17892-2:2004. No fundo, o procedimento de ensaio resume-se em obter uma porção de amostra indeformada, normalmente extraída de um *core*, em diferentes níveis/profundidades, com um anel cilíndrico de volume interno conhecido.

A amostra extraída é então pesada e o cálculo é feito dividindo o peso (m) pelo volume (V):

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (\text{Equação 4.8})$$

4.2.8. Resistência ao corte não drenada – Cone Penetrométrico

A resistência ao corte não drenada através do cone penetrometro, é um ensaio expedito realizado diretamente na amostra contida no tubo de amostragem do *core*, que permite determinar o referido parâmetro. Ou seja, o ensaio é realizado quase *in-situ*, a diferentes níveis/profundidades da amostra vertical. O ensaio é expedito, sendo necessário aplicar correções nomeadamente com a determinação do limite de liquidez, para a quantificação da resistência ao corte não drenada. Este ensaio é realizado segundo a norma internacional ISO/TS 17892-6:2004.

4.2.9. Ensaio de corte direto

O ensaio de corte direto foi realizado no Laboratório de Geotecnia da FCUL, segundo a norma BS 1377-7:1990. Esta análise tem como objetivo determinar a resistência ao corte de sedimentos, obtendo os parâmetros de resistência ao corte, a coesão dos sedimentos e o ângulo de atrito interno. No entanto, o ensaio não permite controlar nem medir as tensões neutras, nem a drenagem da amostra durante o ensaio (Fernandes, 1994).

A amostra é extraída do *core*, através um amostrador quadrangular de volume conhecido e colocada na caixa de corte, dividida em duas partes por um plano horizontal situado sensivelmente a meia altura, ao longo do qual é produzida a superfície de corte por deslocamento relativa da metade superior relativamente à inferior. Basicamente, o ensaio consiste na aplicação de uma tensão vertical constante, sendo aplicada uma velocidade de movimentação horizontal de uma das metades da caixa medindo-se simultaneamente o deslocamento horizontal, a correspondente variação da tensão de corte aplicada e também a variação da altura da amostra durante o ensaio. Para a determinação dos parâmetros de resistência ao corte, coesão e ângulo de atrito, foram

realizados três ensaios de cada amostra, com tensões normais ao plano de corte diferentes, utilizando-se os resultados de tensão normal e de corte máximo e residual de cada ensaio, que foram projetados num gráfico que relaciona a tensão normal com a tensão de corte para obter as linhas de melhor ajuste que correspondem às envolventes de rotura.

Os ensaios foram realizados com a velocidade de deslocamento mais baixa possível exequível com um equipamento com controlo e dispositivos de leitura analógicos, ou seja de 0,016mm/min, em condições que se consideram próximas de drenadas.

4.3. Métodos indiretos (acústicos e geofísicos)

Entre 5 e 15 de Dezembro de 2007, ao abrigo do projeto científico DEEPCO foi efetuada uma campanha, a bordo do navio NRP “Almirante Gago Coutinho”, para aquisição de dados complementares. Foram adquiridos dados acústicos e geofísicos utilizando os seguintes métodos indiretos: sondador acústico multifeixe, reflexão sísmica monocal (BOOMER) e perfilador de sedimentos (*sub-bottom profiler*). A interpretação dos dados permite estimar a composição e morfologia do fundo, bem como conhecer a estrutura geológica sub-aflorante, em particular no que respeita à espessura e constituição das camadas sedimentares mais superficiais e à forma como estas se relacionam com as áreas envolventes.

4.3.1. Sondador acústico multifeixe

O sondador acústico multifeixe é um equipamento utilizado na medição da profundidade a que se encontra a superfície do fundo submarino, fornecendo uma cobertura total do fundo com elevada exatidão. Esse reconhecimento é alcançado por meio de levantamentos hidrográficos, nos quais um navio ou embarcação mede altura da coluna de água seguindo linhas contínuas, uniformemente espaçadas.

O princípio base do levantamento batimétrico consiste na emissão de um impulso acústico, através do qual são gerados um número elevado de feixes irradiando a partir de um ponto (forma de leque), que irão insonificar o fundo (Figura 4.5). A onda acústica que é refletida no fundo marinho retorna ao transdutor, com uma intensidade que resulta dos vários fenómenos de dispersão de energia.

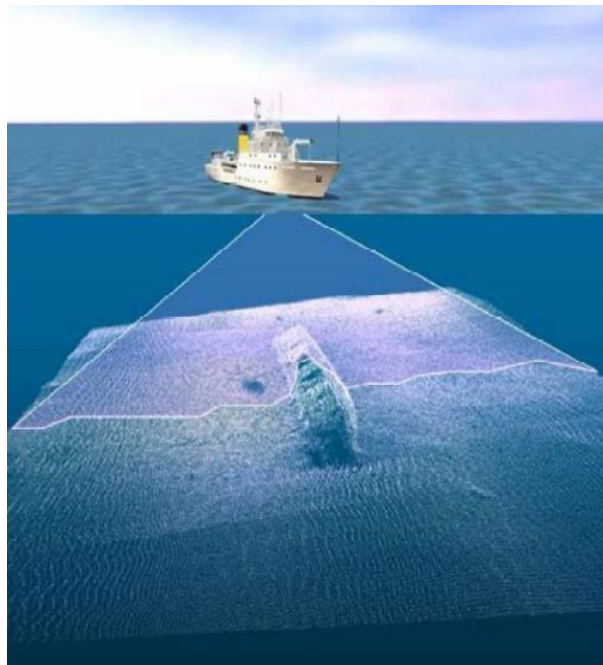


Figura 4.5 – Pormenor do feixe acústico emitido a partir da embarcação na execução de um levantamento batimétrico (adaptado de IH, 2008).

Uma vez determinado o intervalo de tempo entre a emissão e a receção do sinal, o perfil de velocidade de propagação do som ao longo da coluna de água e o ângulo correspondente à medição, designadamente através do conhecimento da atitude da embarcação (balanço, cabeceio e

arfagem) é possível determinar, com uma elevada precisão, a distância entre o transdutor e os vários pontos insonificados, obtendo-se, assim, as sondas que darão origem aos mapas batimétricos. A profundidade corresponde à distância medida na vertical entre o navio e o fundo. (Figura 4.6).

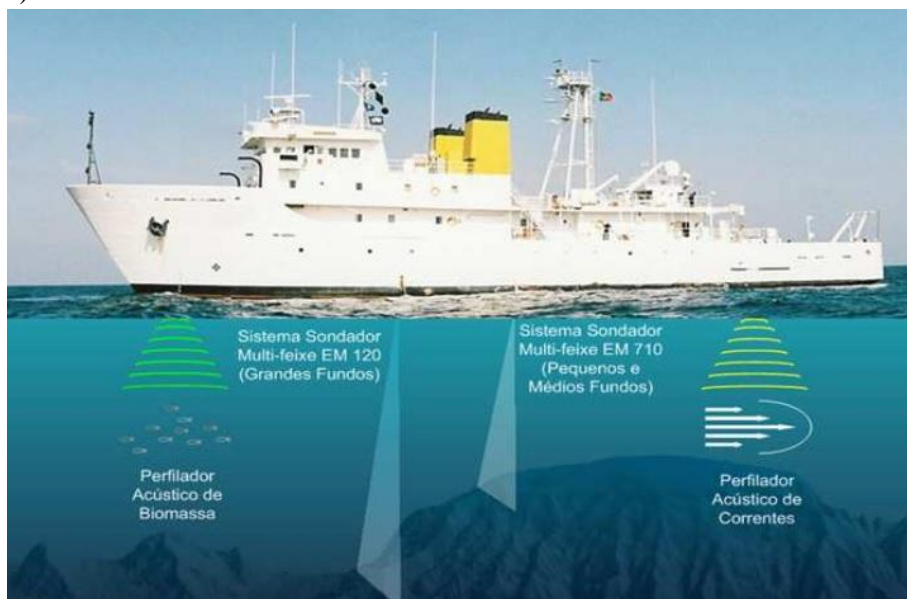


Figura 4.6 – Sistema sondador acústico multifeixe acoplado ao navio NRP “Almirante Gago Coutinho” (adaptado de IH, 2008).

A capacidade de cobertura total do fundo dos sistemas multifeixe é tal que estes conseguem obter uma elevada taxa de aquisição de dados, ou seja, a densidade de informação batimétrica recolhida é tão elevada que os levantamentos hidrográficos permitem a criação de modelos digitais de terreno onde se reproduz o fundo marinho, de forma fiel.

Durante esta campanha foi utilizado o sistema sondador multifeixe Kongsberg EM120 instalado a bordo do NRP “Almirante Gago Coutinho”, que está capacitado para adquirir dados batimétricos de elevada densidade e qualidade a grandes profundidades (até 11000 m). Este sistema opera na frequência de 12 kHz, com um ângulo de abertura de 2° para a transmissão e de 2° para a receção (2° x 2°), geração de cerca de 191 feixes por impulso acústico e um ângulo de cobertura de 150°. Na área da cabeceira do Canhão de Aveiro a resolução espacial obtida com este método foi de 50 metros (resolução do MDT).

4.3.2. Reflexão sísmica monocanal

A reflexão sísmica é uma técnica que permite inferir sobre a disposição estratigráfica e estrutural das discontinuidades físicas abaixo da superfície, neste caso, do fundo marinho. A mais-valia desta técnica, em ambiente marinho, reside no facto de rapidamente se gerarem sismogramas através dos quais se podem inferir e avaliar parâmetros como a arquitetura das camadas geológicas e respetiva espessura, a presença de falhas geológicas ou a deformação dúctil dos terrenos.

Os sistemas de reflexão sísmica baseiam-se no facto das ondas sísmicas, também chamadas de ondas elásticas ou ondas P, viajarem com diferentes velocidades nos diferentes meios. Cada meio é caracterizado por uma impedância acústica, z ($z=v \cdot \rho$), em que v é a velocidade de propagação do som desse meio e ρ é a densidade do mesmo), sendo que quanto maior for o contraste de impedâncias entre dois meios ao longo de uma superfície (a sua fronteira), maior será a intensidade da energia que é refletida na superfície (refletor).

De uma forma muito simplificada, o princípio da reflexão sísmica consiste na emissão de uma onda sísmica, de determinada frequência, que se propaga uniformemente em todas as direções do espaço e que, ao encontrar uma discontinuidade física – superfície que separa meios de impedâncias acústicas diferentes – é refletida, num ângulo igual ao do feixe incidente. Essa energia refletida é captada por um recetor acústico ou hidrofone e registada ou gravada. Um refletor sísmico não é mais do que a fronteira entre dois meios com impedâncias acústicas distintas, e a sua posição, relativamente ao início do registo, será determinada pelo intervalo de

tempo que decorre entre a emissão do sinal acústico e a receção da onda refletida (Figura 4.7). Conhecendo a velocidade de propagação do som nesse meio, o tempo pode ser convertido em metros.

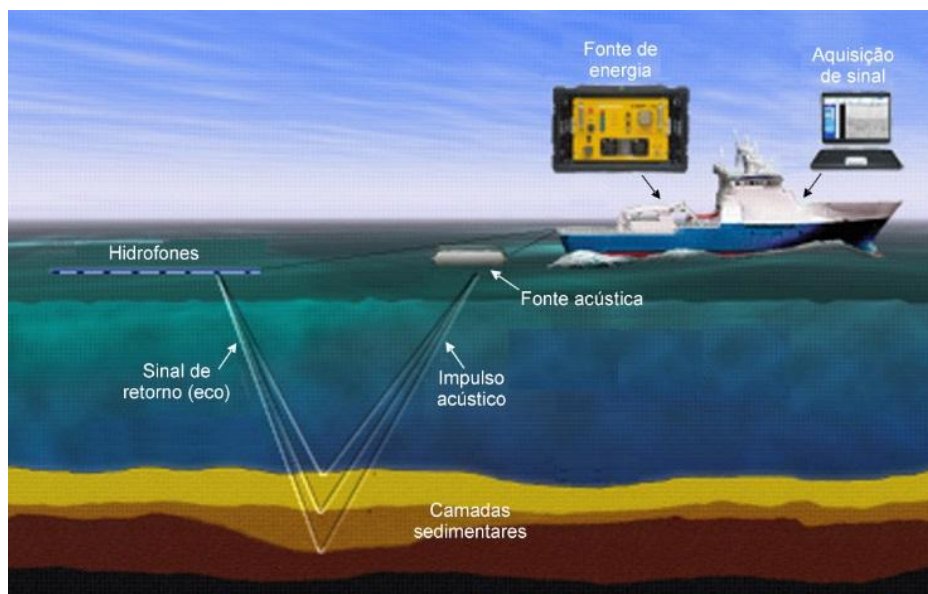


Figura 4.7 – Esquema do modo de funcionamento da reflexão sísmica. (Adaptado de <http://www.appliedacoustics.com> e IH, 2008)

Os hidrofones são constituídos por elementos de cerâmica com propriedades piezoelétricas, que produzem um sinal de saída proporcional à variação de pressão associada à passagem das ondas acústicas através da coluna de água. Os vários elementos estão contidos num tubo preenchido por um fluido, parafina do tipo *Isoparen*. Este tubo apresenta uma impedância acústica semelhante à da água, pretendendo-se com isto, que o hidrofone seja acusticamente inerte de forma a não introduzir ruído no sinal. O sinal captado pelos hidrofones é amplificado, registado e visualizado em tempo real, quer este seja armazenado em formato digital pré-determinado pela *Society of Exploration Geophysicists* (SEG) como foi o caso dos perfis obtidos durante esta campanha, quer seja apenas impresso em papel.

O sistema de reflexão sísmica monocal utilizado foi o BOOMER.

4.3.2.1. BOOMER

As fontes acústicas tipo BOOMER, apresentam um espectro de frequências entre 250 e 6000 Hz, chegando o seu sinal a penetrar até 200m abaixo do fundo marinho, dependendo das características físicas dos materiais geológicos, da profundidade a que se encontra o fundo marinho e da energia aplicada.

De uma maneira geral, o sistema BOOMER consiste numa bobine elétrica ligada a uma placa de alumínio que, ao receber uma corrente elétrica de alta-voltagem proveniente da descarga da fonte de energia, induz um campo magnético que irá impulsionar a placa, a qual, por sua vez, irá transmitir a vibração à água. O sinal acústico de retorno (eco) é captado por uma cadeia de hidrofones.

Foi utilizado um sistema de reflexão sísmica do tipo BOOMER da *APPLIED ACOUSTIC*, constituído pela placa AA200 montada num catamaran, a fonte de energia CSP1500 e a cadeia de hidrofones AH 150/8, de 8 elementos com uma equidistância de 150 mm.

4.3.3. Perfilador de sedimentos (*Sub-bottom profiler*)

Este sistema permite a obtenção de perfis de elevada resolução em detrimento da penetração, devido à maior frequência do impulso. Estes registos são particularmente úteis na definição de unidades sísmicas superficiais e respetiva estrutura interna, permitindo complementar a informação obtida com os sistemas de maior energia.

As frequências utilizadas por este tipo de sistemas são consideravelmente mais elevadas do que as utilizadas nos sistemas de reflexão sísmica convencionais, normalmente com

frequências nominais centradas entre os 3,5 e 5 kHz (FM, frequência modulada). A emissão do impulso acústico através da vibração de transdutores piezoelétricos permite controlar mais eficazmente a forma do sinal e simultaneamente uma maior diretividade do feixe, o que leva a uma maior concentração da energia sobre unidade de área (Figura 4.8).

O sistema de *sub-bottom profiler* utilizado foi o ECHOES 3500 instalado no casco do navio NRP “Almirante Gago Coutinho”.

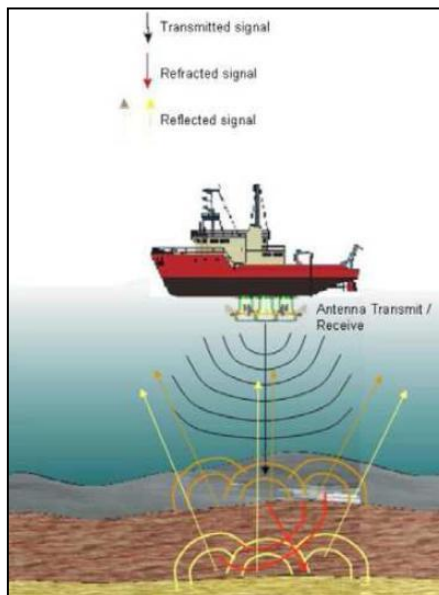


Figura 4.8 – Esquema do modo de funcionamento do sistema *sub-bottom profiler* (adaptado de IH, 2008).

4.3.4. Sonar de varrimento lateral

O sistema de sonar de varrimento lateral permite obter informação sobre a morfologia e estruturas aflorantes, sejam elas naturais ou artificiais. Este sistema consiste, basicamente, numa unidade processadora (*transceiver*), um cabo eletromecânico para condução de sinal e reboque, uma unidade de sub-superfície (geralmente designada por “peixe”) que transmite e recebe a energia acústica, e uma unidade para visualização e registo de dados.

Em virtude do peixe ter instalado um transdutor em cada bordo, a imagem que se obtém do fundo aparece em duas faixas paralelas à direção tomada pelo “peixe”, designada por sonografia. O alcance lateral é função número de disparos por segundo, pelo que, quanto menor for o alcance lateral, melhor será a resolução. Normalmente, o peixe de sonar de varrimento lateral é rebocado em profundidade a uma distância do fundo compreendida entre 10 a 20% do alcance lateral. A intensidade do sinal que retorna aos transdutores (*backscatter*) está relacionada com uma série de fatores, que dependem quer da natureza e geometria do fundo, quer do ângulo de incidência. A justaposição das sucessivas sonografias permite a construção de um mosaico do fundo marinho.

Para este trabalho, foi utilizado o sistema KLEIN 2000, o qual opera com uma frequência de 125 a 400 kHz e permite uma cobertura total do fundo numa largura máxima de 600m para cada lado do peixe. A aquisição de sinal foi obtida diretamente a partir do *software* ISIS v. 7.1., e o posicionamento foi garantido através do emprego de um sistema GPS em modo diferencial, cujo erro médio de posicionamento horizontal é inferior a 1 metro.

4.4. Processamento dos dados (ambiente SIG)

A análise morfológica e sedimentar do canal foi efetuada por interpretação direta dos resultados das análises laboratoriais e do modelo digital de terreno (MDT), criado a partir de sondagem hidrográfica, utilizando um *software* de Sistemas de Informação Geográfica (SIG).

A partir dos dados de batimetria adquiridos, foram produzidos produtos específicos, tais como perfis batimétricos, mapas de exposição de vertentes e mapas de pendores, que irão permitir consubstanciar a interpretação geomorfológica e sedimentar realizadas com base nos dados e amostras atrás descritos.

4.5. Modelação da instabilidade de vertentes

Foi também realizado no MDT um estudo sobre a presença de eventuais indícios de movimentos de massa ocorridos ao longo das vertentes do canhão. Com base na identificação e inventariação dos eventuais movimentos de vertente, procedeu-se à aplicação de um modelo estatístico para a avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos: o método do valor informativo (Yin & Yan, 1988). Este corresponde a uma análise estatística bivariada, cuja ponderação das variáveis que determinam a instabilidade, é obtida através da análise estatística das relações entre a distribuição espacial dos movimentos inventariados e os fatores condicionantes. Os fatores condicionantes considerados neste estudo são: batimetria, declive, exposição de vertentes, curvatura da superfície do fundo marinho, índice topográfico húmido e cobertura sedimentar.

5. Caracterização da superfície do fundo marinho do canhão

5.1. Morfologia do fundo marinho

Em dezembro de 2007 foi realizado o levantamento multifeixe do curso superior do Canhão de Aveiro entre os 95 e os 3000 metros de profundidade. Com os dados batimétricos obtidos modelou-se, em ambiente SIG, a superfície do fundo resultando num modelo digital de terreno (MDT) com uma resolução de 50x50 metros, representativo do sistema do canhão (Figura 5.1).

A partir da análise do MDT observa-se que este sector da margem portuguesa, no qual o canhão se desenvolve, é quase horizontal com o bordo da plataforma a surgir a cerca dos 180m de profundidade. Este desenvolve-se por cerca de 60 km, com uma direção aproximada N-S e rodando para NE-SW a Sul, apresentando um perfil em planta bastante entalhado por vários vales ou linhas de escoamento. Segundo Rodrigues (2004), a cabeceira do canhão assenta sobre formações calcárias de idade Eocénica e Neogénica. Estas formações encontram-se expostas, principalmente no sector Sul do canhão, constituindo vertentes rochosas abruptas.

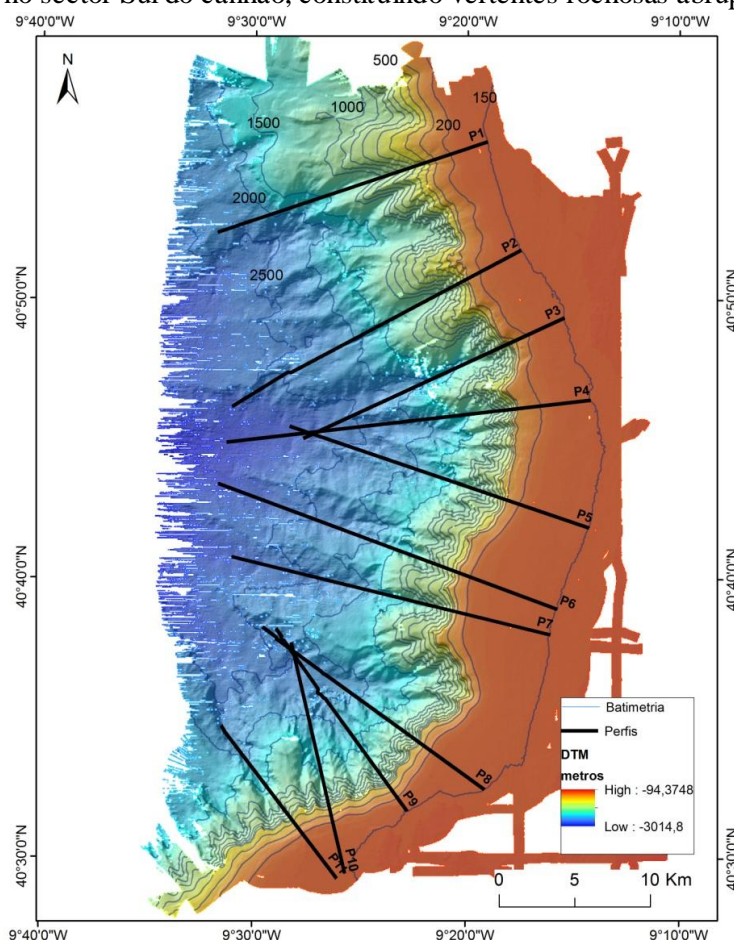


Figura 5.1 – MDT do curso superior do Canhão de Aveiro e localização dos perfis transversais a descrever no ponto 5.4.

Este facto é evidenciado no mapa de declives, obtido a partir do MDT e representado na Figura 5.2, com a inclinação das vertentes rochosas a apresentarem valores superiores a 40°. Para além desta evidência, é de destacar: o entalhamento da cabeceira do canhão na superfície quase horizontal da plataforma continental; a inclinação muito suave da plataforma, <1°, contrastando com a vertente do canhão que apresenta valores de pendor entre 10° e 40°; e diferenças na inclinação geral da vertente, com a presença de três ruturas ou ressaltos de declive bem marcados (Lapa et al., 2016).

5.2. Mapa de declives

No geral, o curso superior do canhão apresenta uma inclinação média de 9,7°, variando entre os 0° (na plataforma) e os 77,9° nas vertentes mais inclinadas (Figura 5.2).

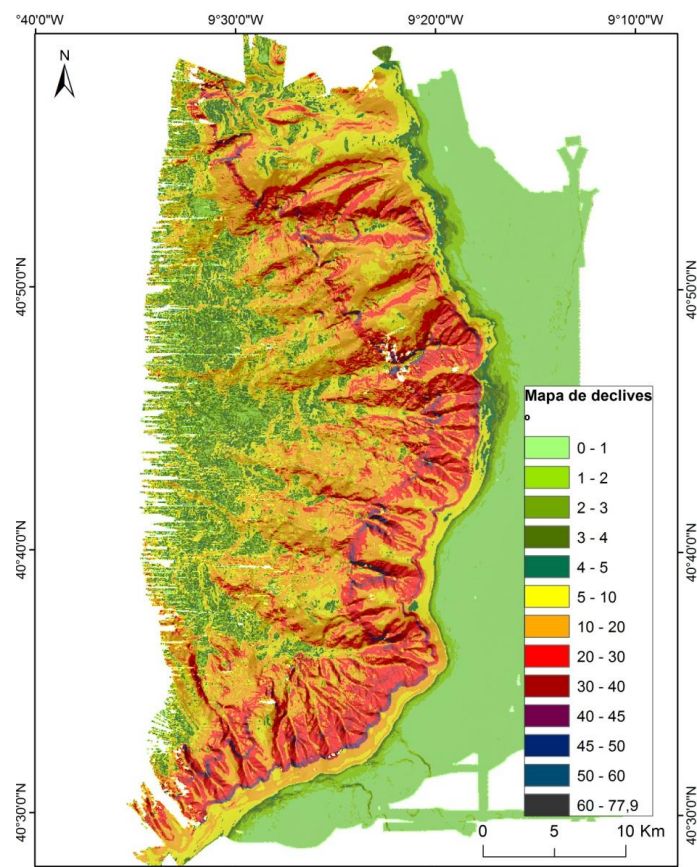


Figura 5.2 – Mapa de declives, obtido a partir do MDT.

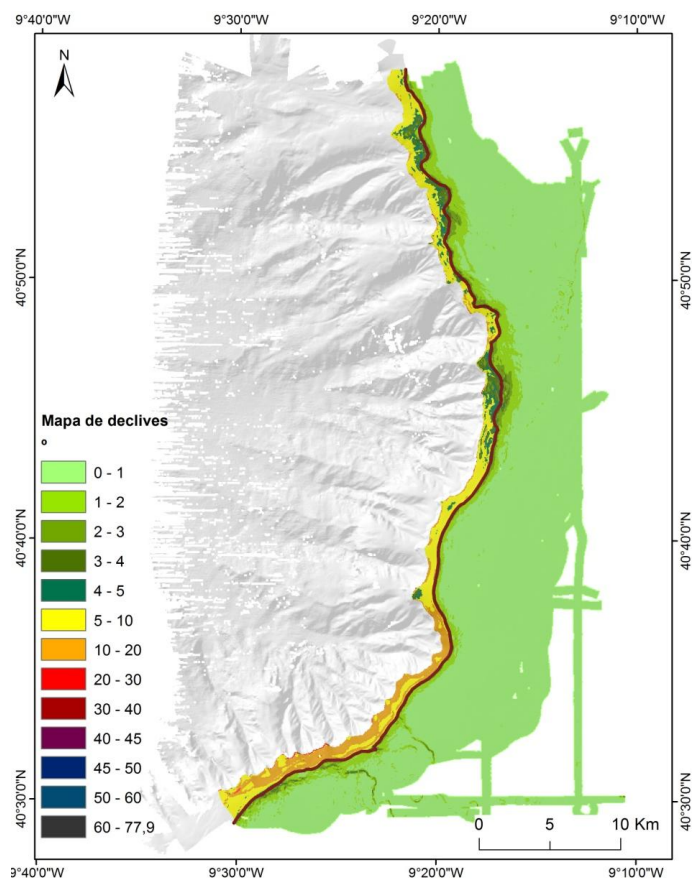


Figura 5.3 – Pormenor do primeiro ressalto/rutura, linha a vermelho, e respetivo mapa de declives (em graus).

O primeiro ressalto corresponde ao bordo da plataforma continental, e assinala a passagem de uma superfície de fundo quase horizontal, onde o declive médio é de $0,5^\circ$ para uma inclinação com valores superiores a 5° (Figura 5.3), entre os 170 e os 220m de profundidade (Figura 5.4). Esta alteração de pendor, bem vincada, não é uniforme ao longo do bordo, sendo que a Sul do eixo principal do canhão os valores de declive revelam-se superiores aos a Norte, na ordem dos $10^\circ - 20^\circ$ (Figura 5.3).

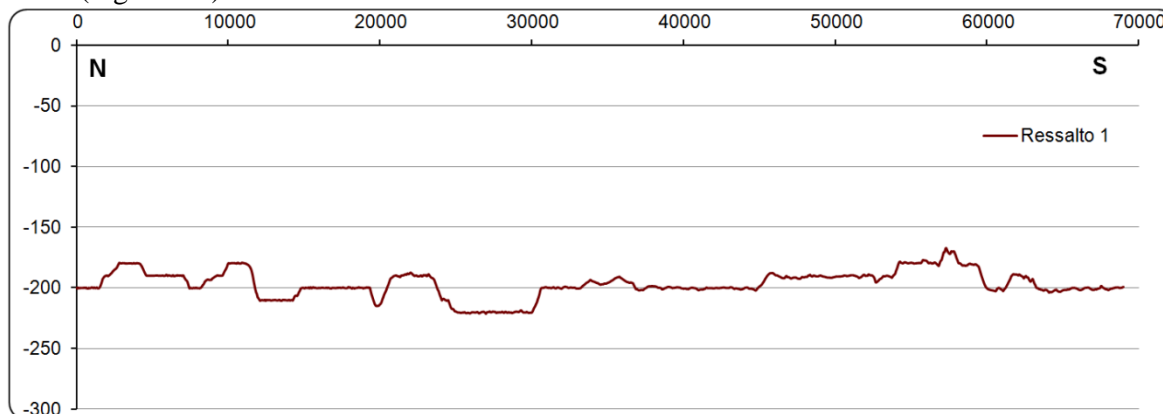


Figura 5.4 – Perfil batimétrico do primeiro ressalto/rutura.

A segunda rutura de pendor é caracterizada pelo aumento acentuado do declive da superfície de fundo (Figura 5.5). Esta, a montante, apresenta uma inclinação média de $7,9^\circ$ e passa a valores a oscilar entre os 10° e os 40° no sector setentrional a uma profundidade média de 300m, e entre os 30° e os 60° no sector meridional medidos a profundidades superiores (Figura 5.6). Esta alteração brusca no declive corresponde, sobretudo no sector Sul do canhão, à exposição das vertentes rochosas. A distância projetada entre os dois primeiros ressaltos não é constante ao longo do canhão, constatando-se que há um aumento significativo de Sul para Norte, sendo o seu valor médio de aproximadamente 1000m.

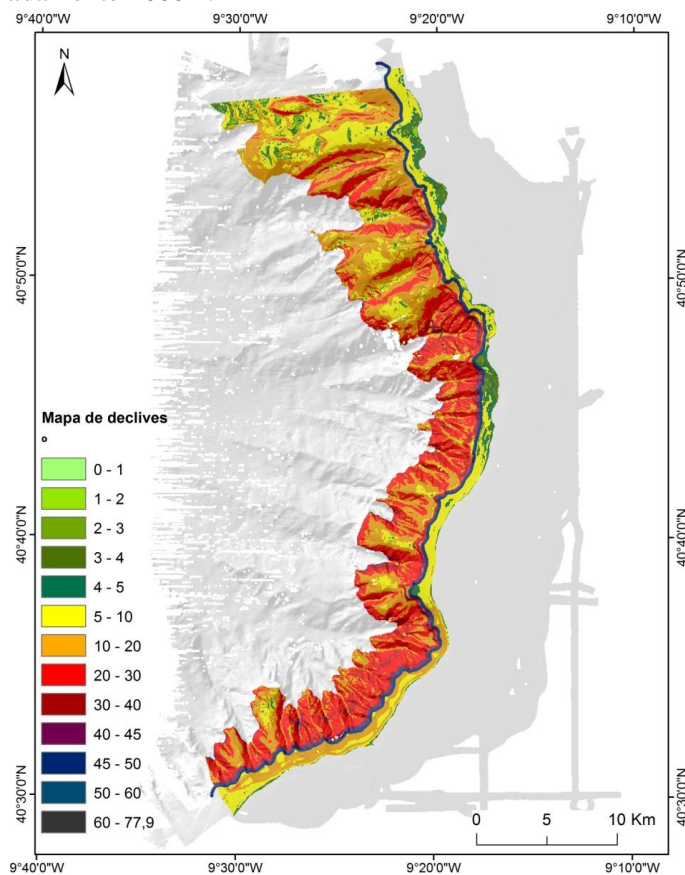


Figura 5.5 – Pormenor do segundo ressalto/rutura, linha a azul, e respetivo mapa de declives (em graus).

Observando o perfil do segundo ressalto (Figura 5.6), verifica-se que a profundidade aumenta para Sul coincidindo com a rotação da direção do bordo da plataforma para NE e exposição das vertentes rochosas. Enquanto a Norte, o ressalto mantém-se aproximadamente à mesma profundidade ($\approx 295\text{m}$), a Sul este varia entre os 330 e os 500m de profundidade.

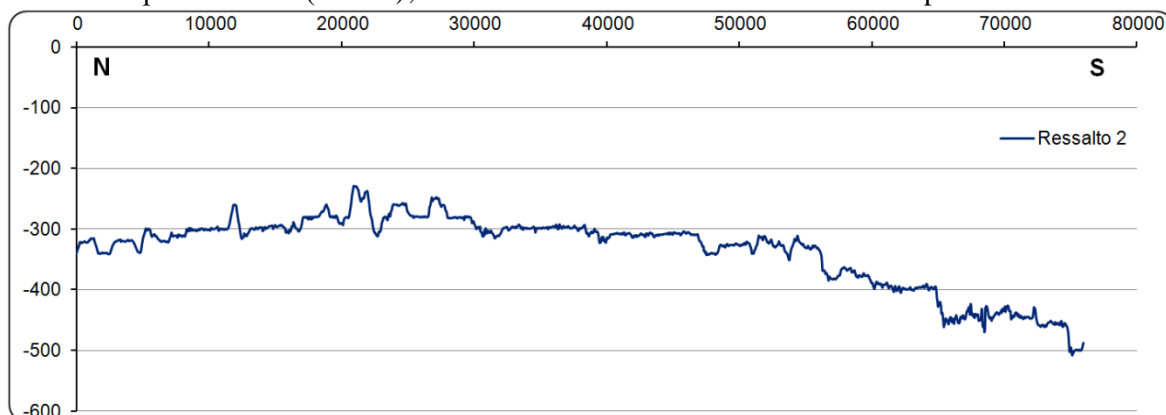


Figura 5.6 – Perfil batimétrico do segundo ressalto/rutura.

O terceiro ressalto no declive (Figura 5.7) delimita uma escarpa que se formou a meio da vertente, a cerca de 1400m de profundidade (Figura 5.8). A superfície da vertente, que até então tinha um pendor médio de cerca de 20° , sofre um aumento acentuado do declive médio do fundo para valores a variarem entre os 40° e os 60° , para depois até ao sopé do canhão voltar a apresentar um pendor médio de $11,8^\circ$.

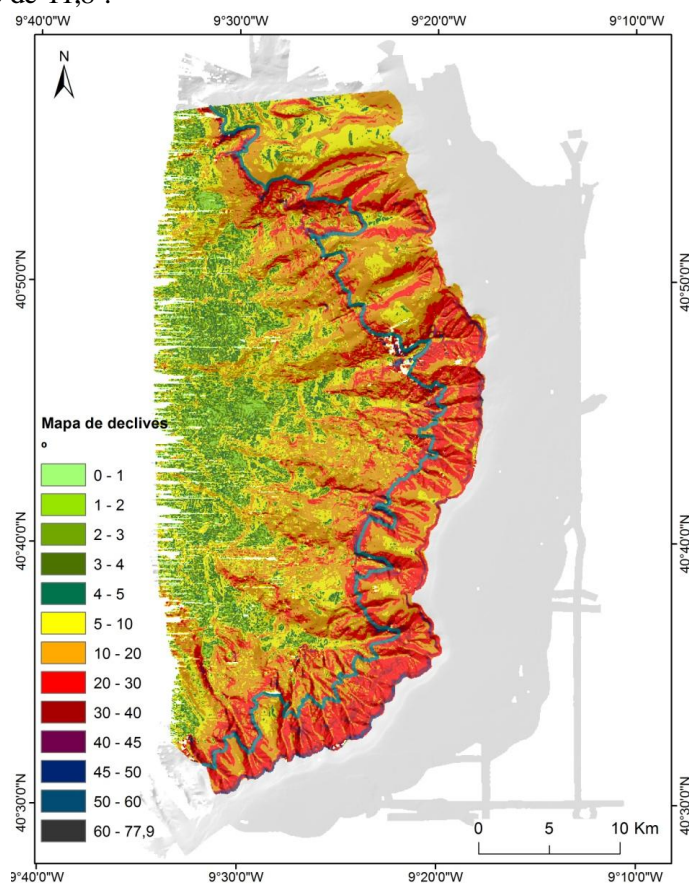


Figura 5.7 – Pormenor do terceiro ressalto/rutura, linha a verde, e respetivo mapa de declives (em graus).

É possível também distinguir, a diferença de profundidades ao longo deste ressalto. A Norte, o ressalto encontra-se a profundidades na ordem dos 1500m e a Sul estas baixam para os 1280m de média (Figura 5.8). No entanto, existe uma zona em que esta rutura é praticamente

imperceptível, sendo interrompida na sua continuidade, ou seja, não apresenta os valores elevados de declive e consequentemente nem a morfologia que a vinham caracterizando. Esta lacuna coincide com a rotação do bordo do canhão para NE, tendo sido assinalada a uma maior profundidade (1600m), conforme se pode observar na Figura 5.8. Após esta, os valores de pendor e profundidade característicos do sector S (40-60°/1280m) são retomados.

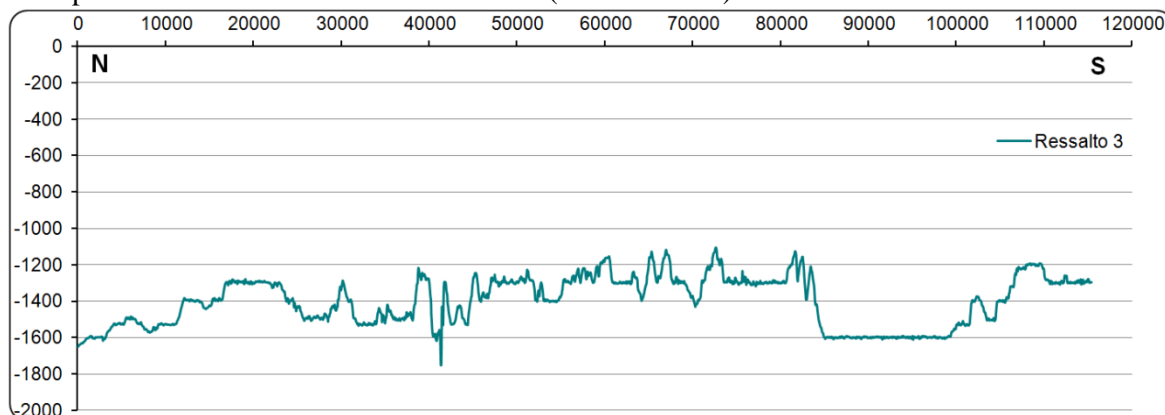


Figura 5.8 – Perfil batimétrico do terceiro ressalto/rutura.

5.3. Mapa de exposição de vertentes

A obtenção do mapa de exposição das vertentes, representado na Figura 5.9, permitiu verificar que o sector da plataforma, no qual o canhão se encontra embutido, as vertentes têm orientação preferencial para W. No entanto a Sul, a acompanhar o bordo, existe uma ligeira rotação da orientação da superfície da plataforma para N e NW. As vertentes do canhão têm orientação variada, contudo, observa-se uma orientação preferencial destas para N no sector meridional e para S e SW na parte setentrional do canhão. A área do troço superior do canhão analisada tem como orientação média o azimuth 243° (SW).

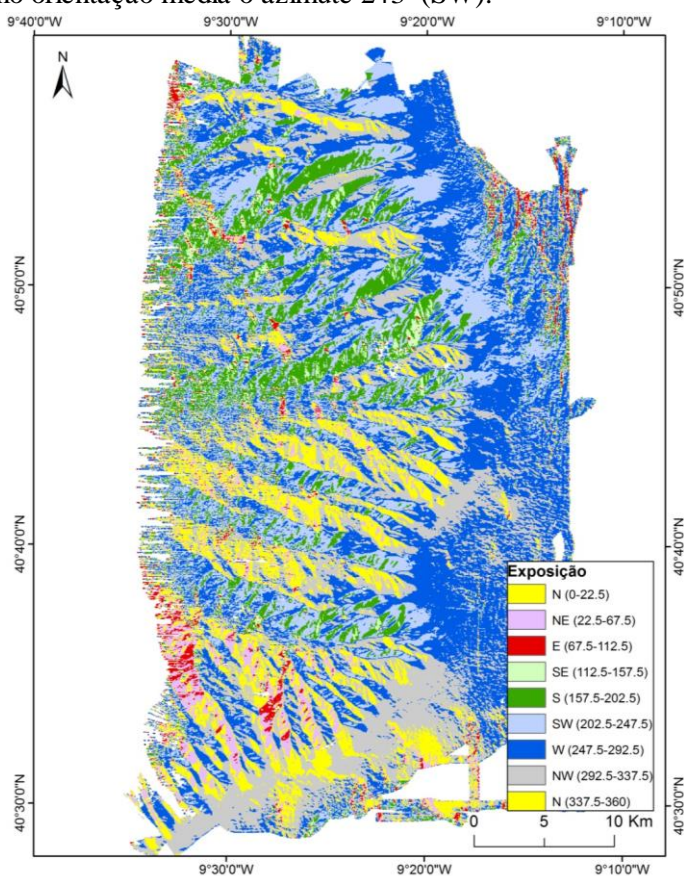


Figura 5.9 – Mapa de exposição das vertentes

5.4. Perfis das vertentes do canhão

Para compreender melhor a morfologia da superfície do fundo do canhão, foram efetuados, a partir do MDT, vários perfis do fundo transversais ao canhão ao longo dos seus vales a começar na batimétrica dos 150m (Figura 5.1, Figura 5.10, Figura 5.11 e Figura 5.12).

Analisando a morfologia geral de todos os perfis, observa-se que o declive das vertentes do canhão apresentam um aumento gradual do pendor da superfície para Sul, corroborando o que se tinha observado no mapa de declives (Figura 5.2). Este facto é verificado nos perfis P1, P2, P3 e P4, cuja superfície de fundo, sobretudo na parte inicial após o bordo (primeira rutura), é menos inclinada que os restantes perfis, embora o P4 tenha um perfil mais aproximado dos que estão imediatamente a Sul.

Os perfis situados a Norte (P1 a P4) apresentam uma superfície de fundo um pouco acidentada – com o que aparentam ser estruturas ou degraus de acumulação de sedimentar – à exceção do perfil P1, e com a terceira rutura de declive bem marcada (Figura 5.10). Contudo no seu curso inicial, a transição entre as duas primeiras ruturas de pendor não é tao evidente, ou seja, desde a cabeceira do canhão (início do perfil) até cerca dos 195m (bordo da plataforma neste sector) a superfície é suavizada (Figura 5.10).

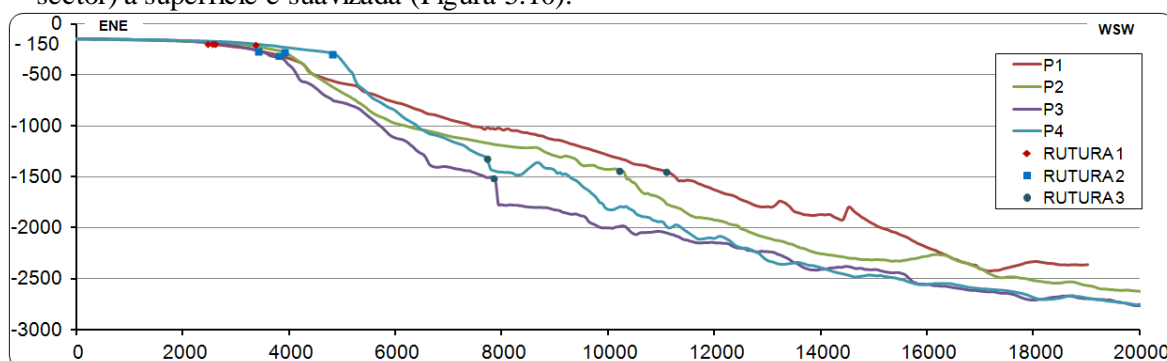


Figura 5.10 – Perfis batimétricos representativos da morfologia interna no sector Norte do curso superior do Canhão de Aveiro, e respetivas ruturas de declive (unidades em metros).

Analisando os perfis situados no sector central do canhão (P5, P6 e P7), verifica-se que a superfície de fundo é mais retilínea e sem acidentes morfológicos muito marcados (Figura 5.11). Ao contrário dos perfis anteriores, o bordo da vertente e o segundo ressalto estão bem vinculados na superfície: a quase horizontalidade da plataforma é interrompida com a alteração repentina de pendor que marca o bordo, a cerca de 200m de profundidade, para depois manter o mesmo declive por aproximadamente 800m de distância até ao segundo ressalto a 300m de profundidade (Figura 5.11). As superfícies de fundo das vertentes mantêm-se aproximadamente constantes até à planície abissal, apenas com a presença da terceira rutura (Figura 5.11).

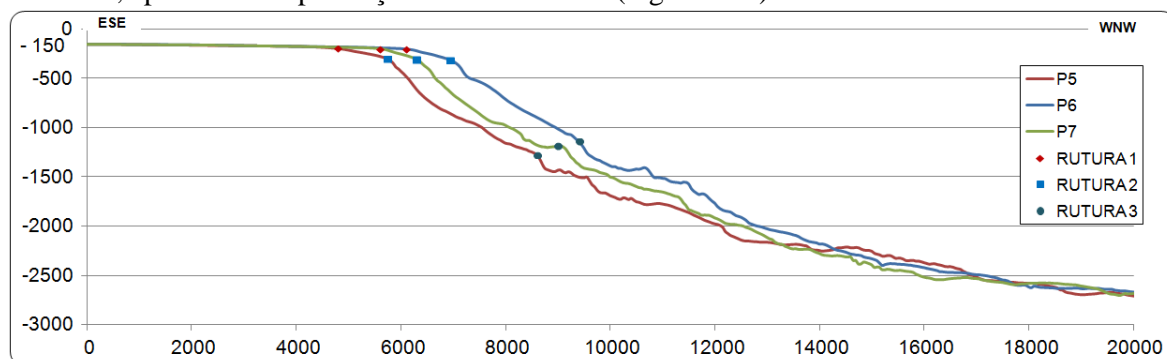


Figura 5.11 – Perfis batimétricos representativos da morfologia interna no sector central do curso superior do Canhão de Aveiro, e respetivas ruturas de declive (unidades em metros).

Os perfis P8 a P11 localizam-se na área meridional do curso superior do canhão onde o bordo da plataforma, como foi referido anteriormente, está rodado com uma direção NE-SW (Figura 5.12). Estes apresentam, na parte superior, um perfil semelhante aos do sector central do canhão com as duas primeiras ruturas bem visíveis. No entanto, a distância e a altura entre estas é

ligeiramente superior: a primeira rutura está a 190m de profundidade e a segunda rutura perto da batimétrica dos 450m com uma distância entre elas de 1150m. Neste sector do troço superior do canhão, a terceira rutura com os declives abruptos que lhe são característicos é praticamente imperceptível. Apenas surge no perfil P11 à profundidade de 1100m. Devido ao facto de neste sector do canhão os vales serem mais incisivos e perto uns dos outros, a superfície de fundo ao longo destes não é constante, exibindo varias depressões e elevações até à planície abissal.

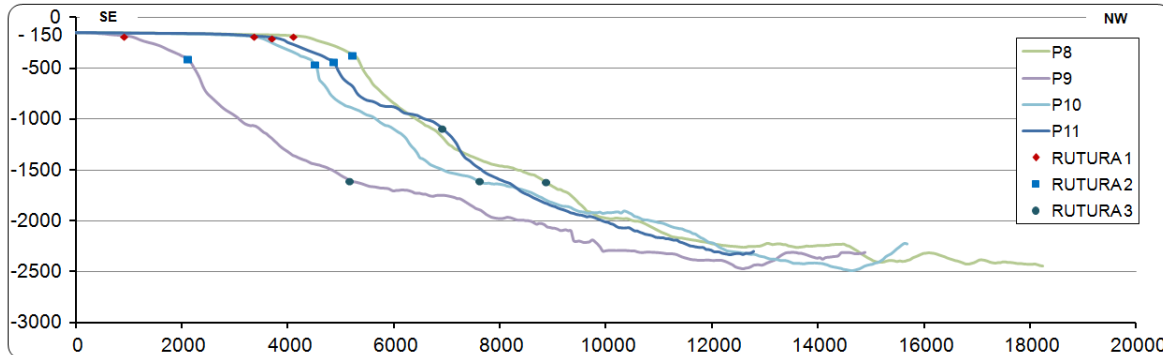


Figura 5.12 – Perfis batimétricos representativos da morfologia interna no sector rodado (Sul) do curso superior do Canhão de Aveiro, e respetivas ruturas de declive (unidades em metros).

A primeira rutura de declive que constitui o bordo da plataforma poderá estar relacionada com a distribuição das camadas de sedimentos. A sua localização aparenta ser o limite da camada fina de sedimentos, que é a camada mais superficial e se desenvolve na plataforma continental a menor profundidade. Esta camada deposita-se sobre outra camada de sedimentos de grão fino muito pouco espessa, ou então deposita-se sobre rocha consolidada. As formações rochosas encontram-se expostas a Sul do eixo principal do canhão, sendo delimitadas entre as duas primeiras ruturas, como se pode observar na Figura 5.3 e Figura 5.5, e entre os perfis P5 a P11, representados na Figura 5.11 e Figura 5.12. A extensão da exposição desta camada é de aproximadamente 1100m.

A quebra abrupta de declive, marcada pela segunda rutura de declive, coloca em evidência, na vertente do canhão, a formação rochosa aflorante com uma inclinação entre 30 e 60°, que constitui a base das referidas camadas de sedimentos.

A cobrir a vertente rochosa, aflora uma outra formação sedimentar ao longo do canhão que se prolonga até à planície abissal. No entanto a sua extensão, vai diminuindo para Sul.

6. Caracterização dos sedimentos superficiais de fundo

Com dados de 64 amostras para análise do tamanho médio do grão e 208 para caracterização textural cartografou-se com maior pormenor a cobertura sedimentar da cabeceira do canhão.

6.1. Análise da cobertura sedimentar

Os resultados de granulometria demonstram que a distribuição dos sedimentos superficiais de fundo existentes na área em estudo variam entre areia muito grosseira (1 a 2mm) e silte fino (7,8 a 15,6µm) (Figura 6.1).

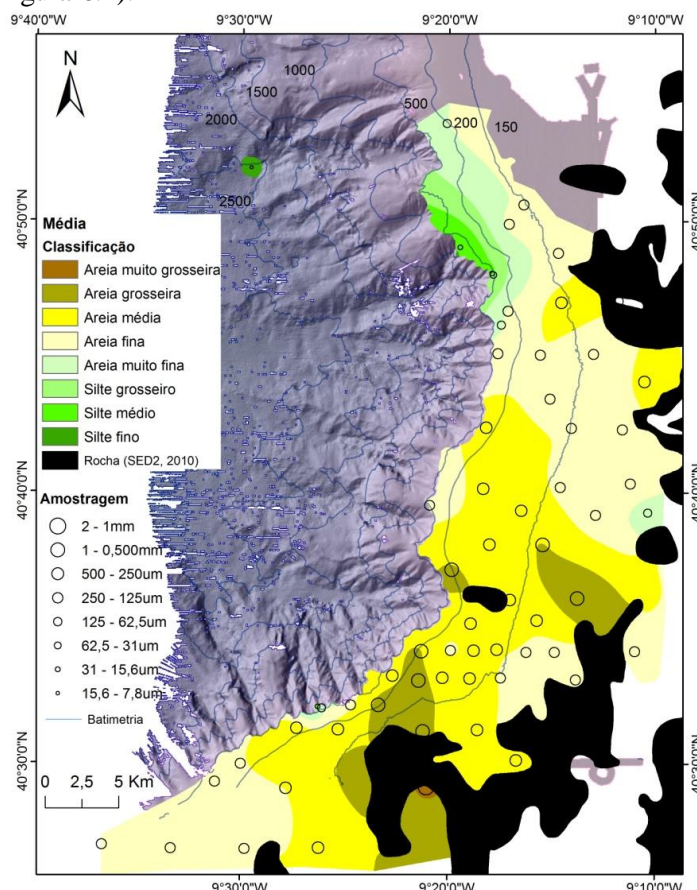


Figura 6.1 – Distribuição do tamanho médio dos sedimentos de fundo, de acordo com a classificação compósita de Dias, 2004.

A plataforma continental adjacente à cabeceira do canhão é coberta na sua maioria por areia média a fina, havendo um padrão geográfico na distribuição dos sedimentos: a Norte, os sedimentos tendem a ser mais finos, com a presença de siltes e areias finas, aumentando a sua granulometria para Sul, onde se observa areia média a areia muito grosseira. Os sedimentos mais grosseiros, ocupando pequenas manchas tendem a estar associados aos afloramentos rochosos presentes na plataforma no sector oriental. No bordo do canhão, particularmente, nos sectores Norte e Sul, existem manchas de acumulação de sedimentos finos – silte grosseiro a médio. Esta característica foi demonstrada com a colheita de uma amostra a cerca de 2500m de profundidade no sector setentrional do canhão composta por silte fino. A diminuição da granulometria dos sedimentos ocorre com maior clareza essencialmente a partir da batimétrica dos 400m, onde já não ocorrem as areias mais grosseiras (areia muito grosseira a areia média). Até esta profundidade, era possível encontrar areias grosseiras a 220m e areias médias a 330m (Figura 6.2).

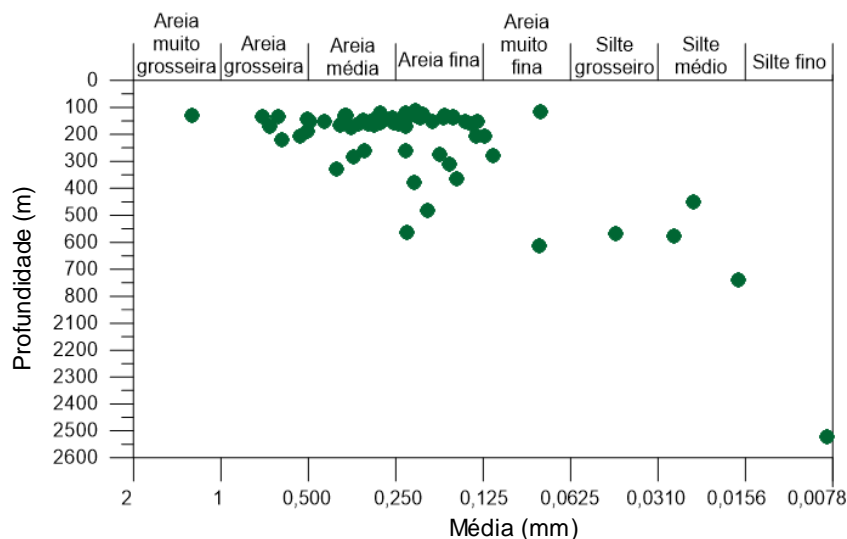


Figura 6.2 – Distribuição do tamanho médio do grão dos sedimentos superficiais de fundo ao longo da profundidade.

No que diz respeito ao desvio padrão dos sedimentos presentes na cabeceira do canhão, estes apresentam-se no geral mal calibrados como se pode observar na Figura 6.3

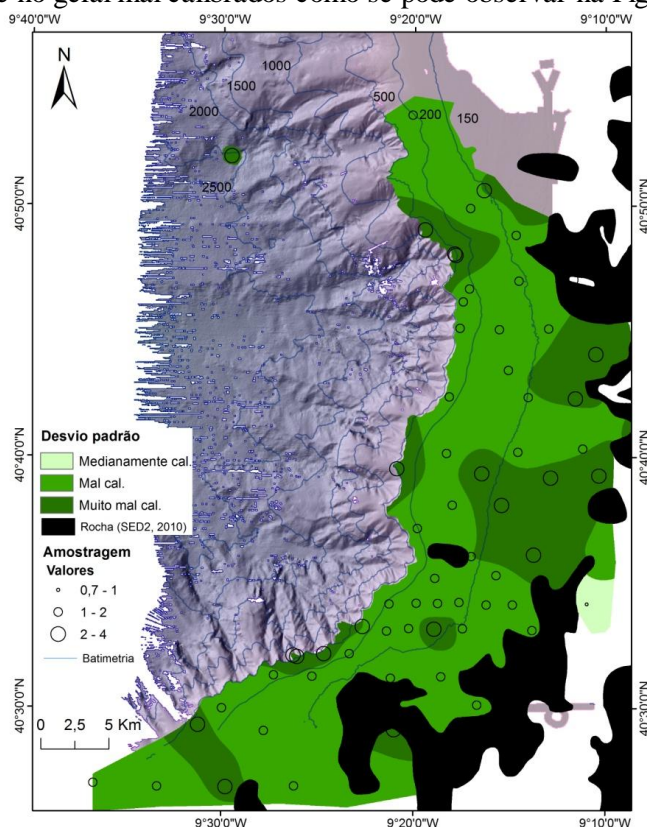


Figura 6.3 – Distribuição da calibragem dos sedimentos superficiais de fundo.

Os sedimentos muito mal calibrados surgem associados aos sedimentos mais finos (areia fina a silte médio) localizados no bordo do canhão a partir dos 200 metros de profundidade, mais concretamente nos sectores Norte, central e Sul (Figura 6.3 e Figura 6.4). Nas zonas próximas de afloramentos rochosos também se encontram sedimentos mal calibrados. Só foram encontrados sedimentos medianamente calibrados, no sector oriental da plataforma abaixo dos 120 m de profundidade, junto dos afloramentos rochosos.

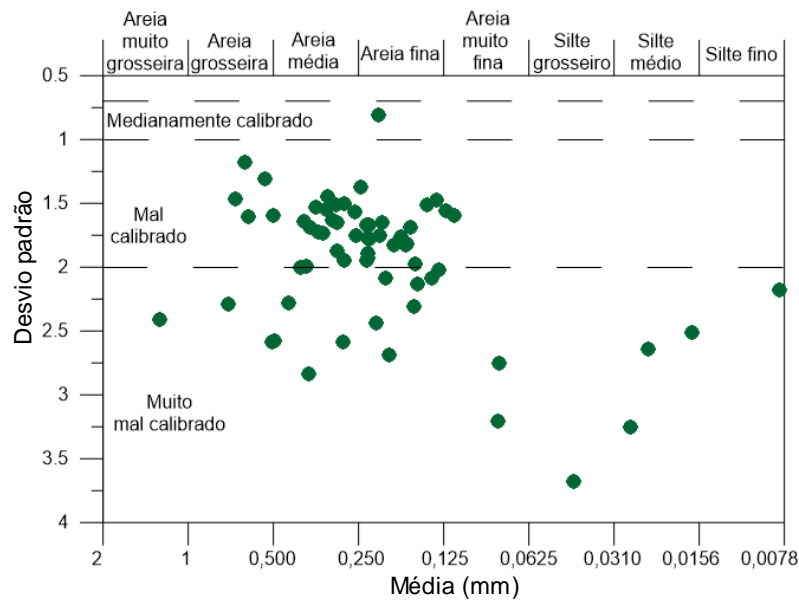


Figura 6.4 – Relação entre o diâmetro médio dos sedimentos e o respectivo desvio padrão.

A assimetria dos sedimentos não apresenta nenhum padrão específico de distribuição: praticamente todos os sedimentos superficiais na área em estudo apresentam assimetria extremamente positiva, ou seja, enriquecimento em partículas mais finas, independentemente da profundidade a que se encontram e do tamanho médio do grão (Figura 6.5).

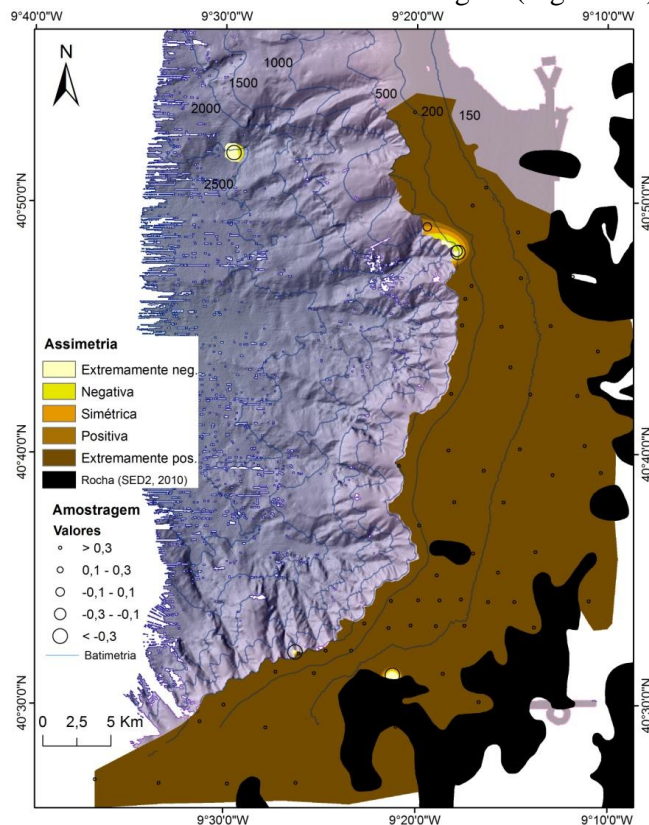


Figura 6.5 – Distribuição da assimetria dos sedimentos superficiais de fundo.

Pontualmente observam-se algumas amostras com assimetria extremamente negativa, ou seja, enriquecimento em sedimentos grosseiros. Estes sedimentos encontram-se nos sectores Norte e Sul do bordo do canhão relacionados com os sedimentos mais finos, e junto ao afloramento rochoso localizado a Sul (Figura 6.5 e Figura 6.6). Devido à cobertura em redor ser de carácter mais grosseiro, os sedimentos finos têm resquícios dessa assinatura.

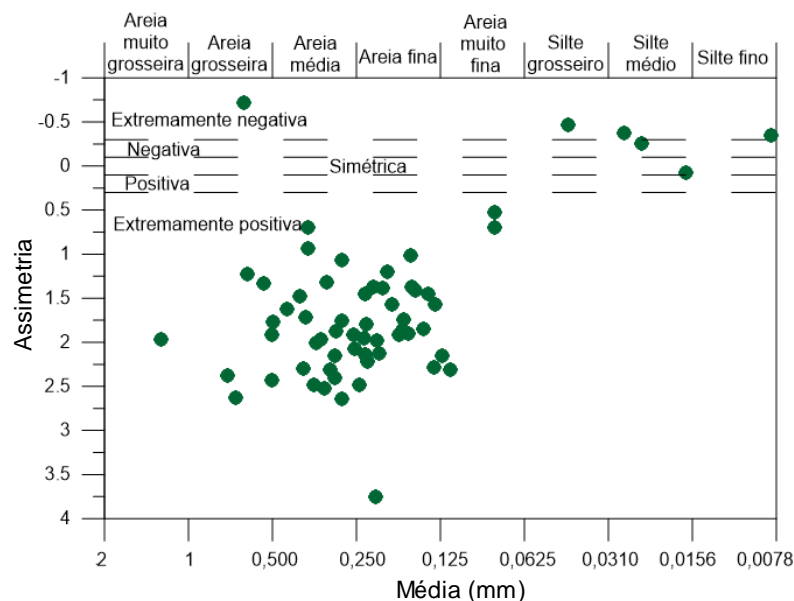


Figura 6.6 – Relação entre o diâmetro médio dos sedimentos e a respetiva assimetria.

6.2. Caracterização textural dos sedimentos

No geral, os sedimentos superficiais da cabeceira do Canhão de Aveiro e plataforma adjacente têm como classe predominante a areia, apresentando um valor médio em toda a área de 87%. A segunda classe textural mais bem representada na área em estudo é o silte, com uma média de aproximadamente 6% mas com a distribuição concentrada em algumas zonas.

O cascalho apresenta um valor percentual médio de cerca de 3% em toda a área (Figura 6.7), sendo a classe textural menos representada. No entanto apresenta valores percentuais mais significativos na proximidade de afloramentos rochosos entre os 10 e 30%, e junto ao bordo Sul do canhão com valores entre os 5 e os 10% mas atingindo um máximo de 16,7% a 320m de profundidade

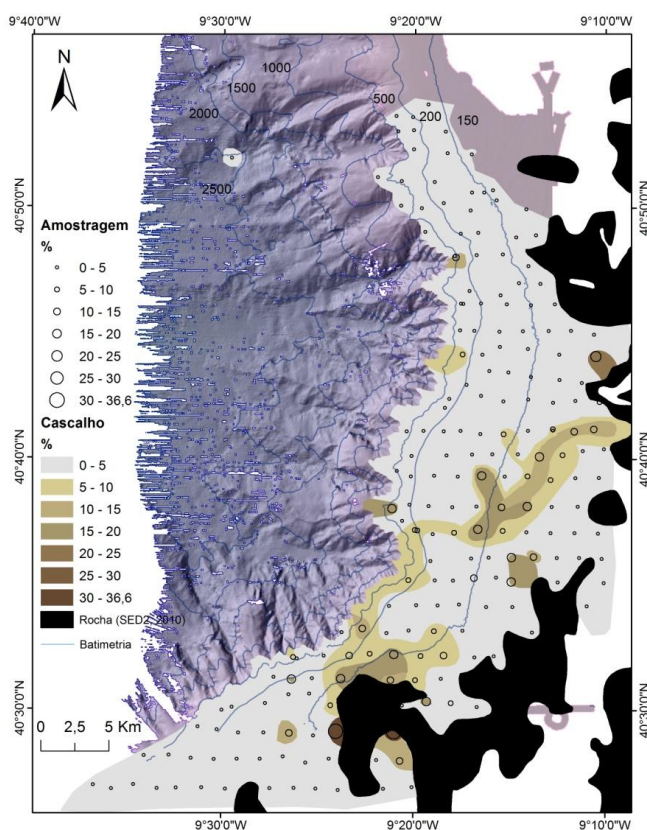


Figura 6.7 – Distribuição espacial da fração cascalho.

A distribuição da fração areia presente nos sedimentos superficiais é muito homogénea ao longo de toda a cabeceira e plataforma adjacente, com valores percentuais bastante elevados – máximo de 99% junto a afloramentos rochosos (Figura 6.8). Não existe nenhum padrão de diminuição desta fração com a profundidade, pois valores acima de 80% são atingidos abaixo dos 300 m, chegando mesmo a registar aproximadamente 91% de areia a 570m de profundidade no sector meridional da área em estudo. Os valores percentuais mais baixos são encontrados em dois pequenos depósitos localizados junto ao bordo da plataforma no sector Norte e Sul do canhão, abaixo dos 570m de profundidade onde registaram menos de 60% de teor em areia (entre 21 e 58%). A amostra localizada na parte terminal da vertente do canhão a 2500m de profundidade apresenta valores de areia mais baixos de toda a área em estudo: 11,5%.

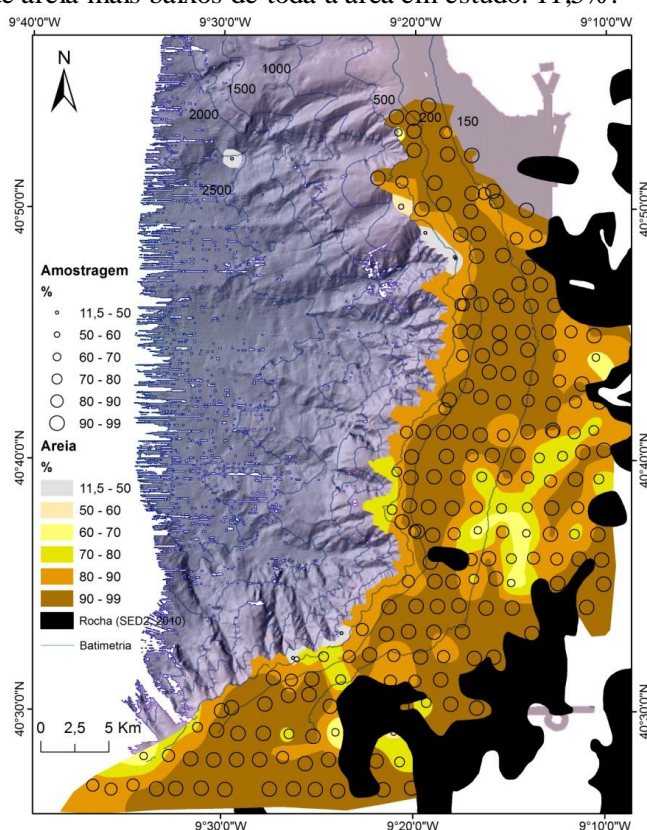


Figura 6.8 – Distribuição espacial da fração areia.

Como referido anteriormente, o silte é a segunda classe textural mais bem representada nos sedimentos superficiais da área em estudo. Como se pode observar na Figura 6.9, a distribuição desta fração é inversa à da areia: nas zonas de menor teor em areia é onde a percentagem de silte é mais elevada. A maiores profundidades (a partir dos 200 m), nomeadamente, nos sectores Norte e Sul do canhão junto ao bordo nas manchas de sedimentos (descritas em 6.1.), o silte apresenta um valor máximo de cerca de 41% (a 570m de profundidade). Na amostra colhida aos 2500m de profundidade, a fração silte registou uma percentagem de 55%. Junto aos afloramentos rochosos localizados a NE da área em estudo, observaram-se valores percentuais de silte consideráveis (cerca de 27% a 140m de profundidade). No sector SE da plataforma, entre dois afloramentos rochosos os sedimentos apresentam valores elevados na ordem dos 32% (aos 120m de profundidade).

A fração mais fina, argilosa, apresenta uma distribuição geral associada ao silte mas com valores ligeiramente inferiores – valores percentuais médios presentes nos sedimentos superficiais de cerca de 4% (Figura 6.10). Com o mesmo padrão do silte, os maiores valores de argila foram registados a maiores profundidades e junto ao bordo do canhão (valor máximo de aproximadamente 41% a 600m de profundidade). Também nos sectores NE e SE associados à distribuição do silte, a fração argila apresenta valores percentuais de 11% (a 140m de profundidade) e de 28% (na batimétrica dos 120m). A 2500m de profundidade, os sedimentos

superficiais apresentam cerca de 33% de argila.

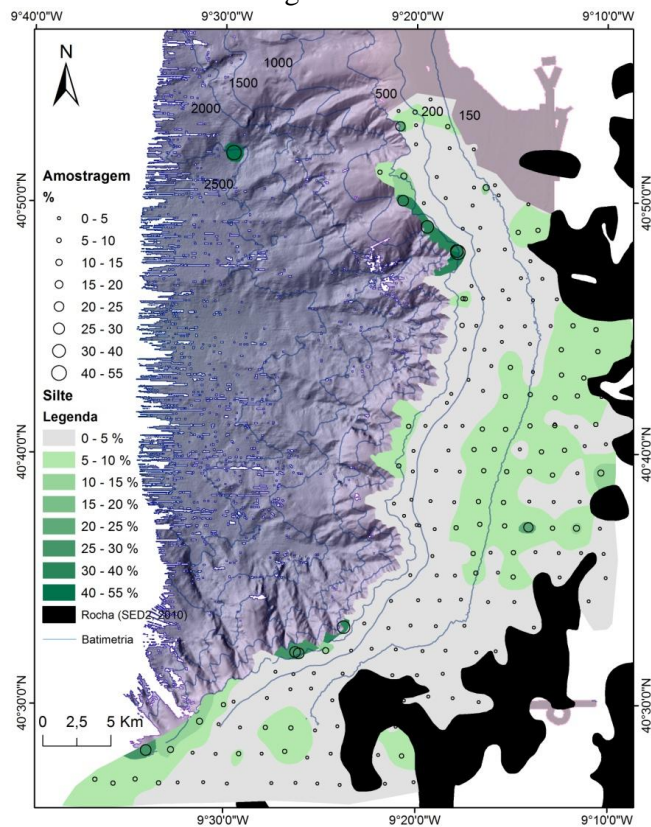


Figura 6.9 – Distribuição espacial da fração silte.

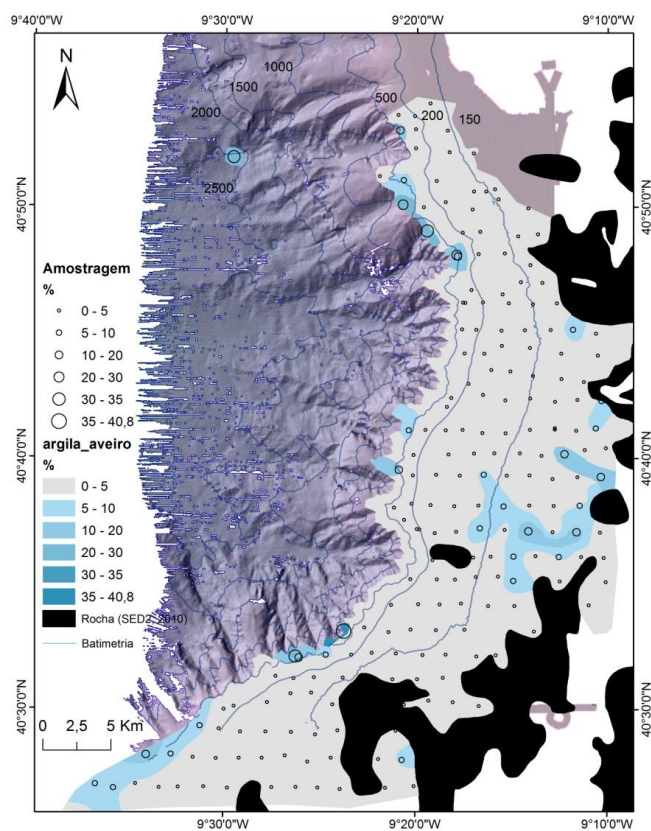


Figura 6.10 – Distribuição espacial da fração argila.

No geral, pode-se considerar que o curso superior do canhão tem duas tendências

sedimentares distintas. A área da plataforma continental envolvente à cabeceira do canhão é essencialmente constituída por areia média a fina, mal a muito mal calibrada com assimetria positiva. A fração areia é também a sua principal componente, atingindo valores que variam entre os 80 e os 100%, mesmo a 300m de profundidade. No interior do canhão submarino, abaixo da batimétrica dos 400/500 metros, encontram-se os depósitos de sedimentos mais finos (siltes), característicos de deposição em condições de menor hidrodinamismo. Encontram-se bem marcados, em manchas presentes no sector Norte do canhão e a Sul (esta de menor dimensão). Estes sedimentos apresentam maior conteúdo nas frações de silte e argila. A amostra de sedimentos colhida a 2500m de profundidade permite inferir que naquele local abundam os depósitos constituídos essencialmente por silte (55%) e argila (33%), não sendo encontradas partículas grosseiras.

6.3. Carbonatos

O teor em carbonato de cálcio (CaCO_3) presente nos sedimentos superficiais da área em estudo varia entre 4 e 89% registados entre os 112 e os 380m de profundidade, respetivamente. (Figura 6.11 e Figura 6.12).

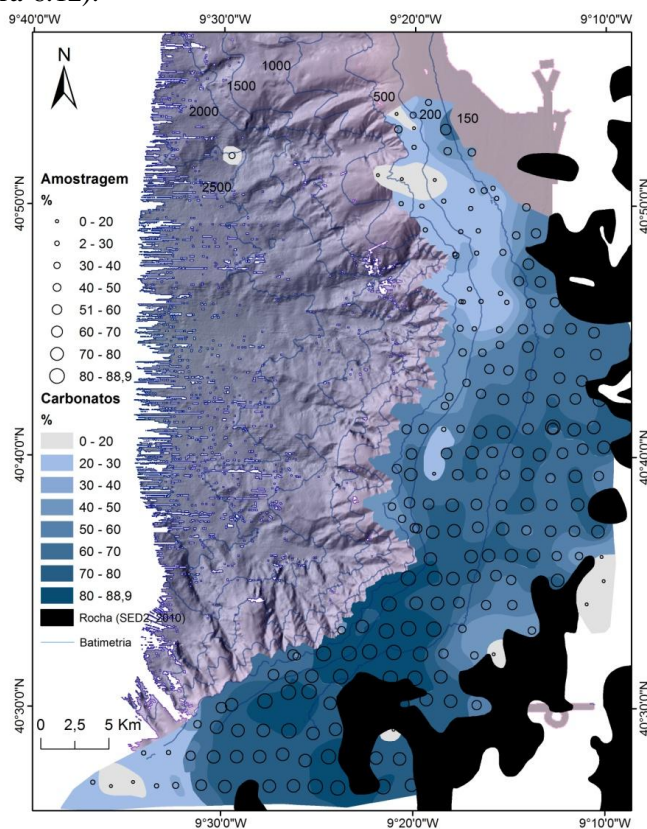


Figura 6.11 – Distribuição espacial do teor em carbonato de cálcio (CaCO_3).

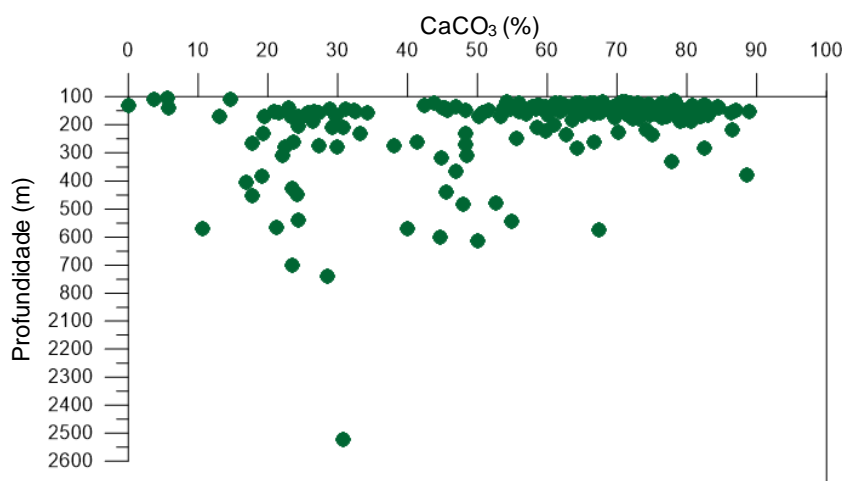


Figura 6.12 – Distribuição do teor em carbonato de cálcio dos sedimentos superficiais ao longo da profundidade.

Através da distribuição dos carbonatos verifica-se que, no geral, os sedimentos deste sector da plataforma são de carácter carbonatado. No entanto, verifica-se que as maiores concentrações de carbonatos encontram-se sobretudo junto aos afloramentos rochosos. O maior teor em carbonatos tende também a estar associado aos sedimentos mais grosseiros, como se pode observar na Figura 6.13.

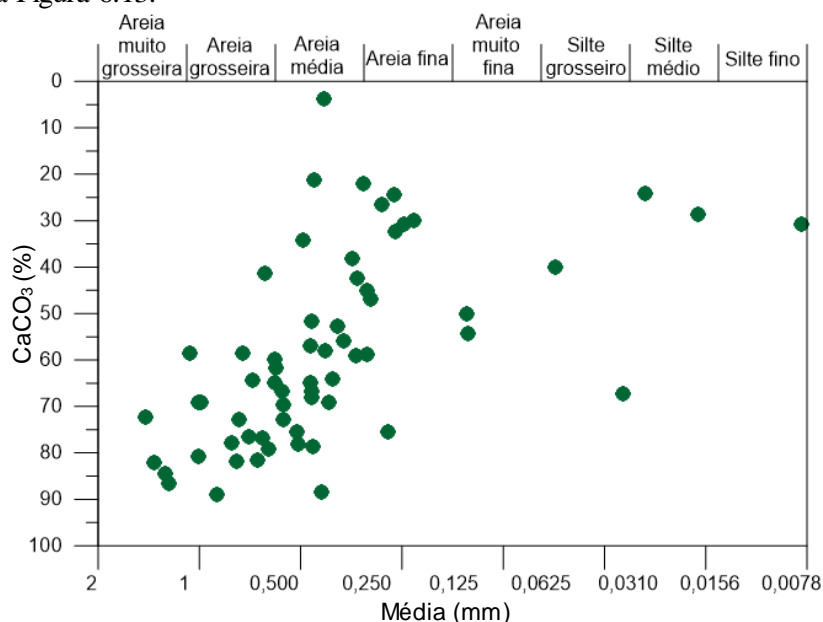


Figura 6.13 - Relação entre o diâmetro médio dos sedimentos e o teor em carbonato de cálcio.

De acordo com os estudos efetuados por IH (2007) e por Martins et al. (2012), as frações mais grosseiras dos sedimentos superficiais são dominadas na sua composição por foraminíferos bentónicos, e carapaças e fragmentos de moluscos e equinodermes, conferindo assim o carácter carbonatado aos sedimentos.

7. Estrutura Geológica

A estrutura geológica da área de estudo foi definida com base na interpretação dos perfis de reflexão sísmica realizados na zona envolvente ao canhão e representados na Figura 7.1. Pelas características dos sistemas utilizados e natureza do subsolo marinho, não foi possível interpolar as superfícies que delimitam as várias unidades. No entanto, foi possível identificar e caracterizar essas unidades e, com a informação morfo-sedimentar, obter um modelo geológico deste setor da margem portuguesa

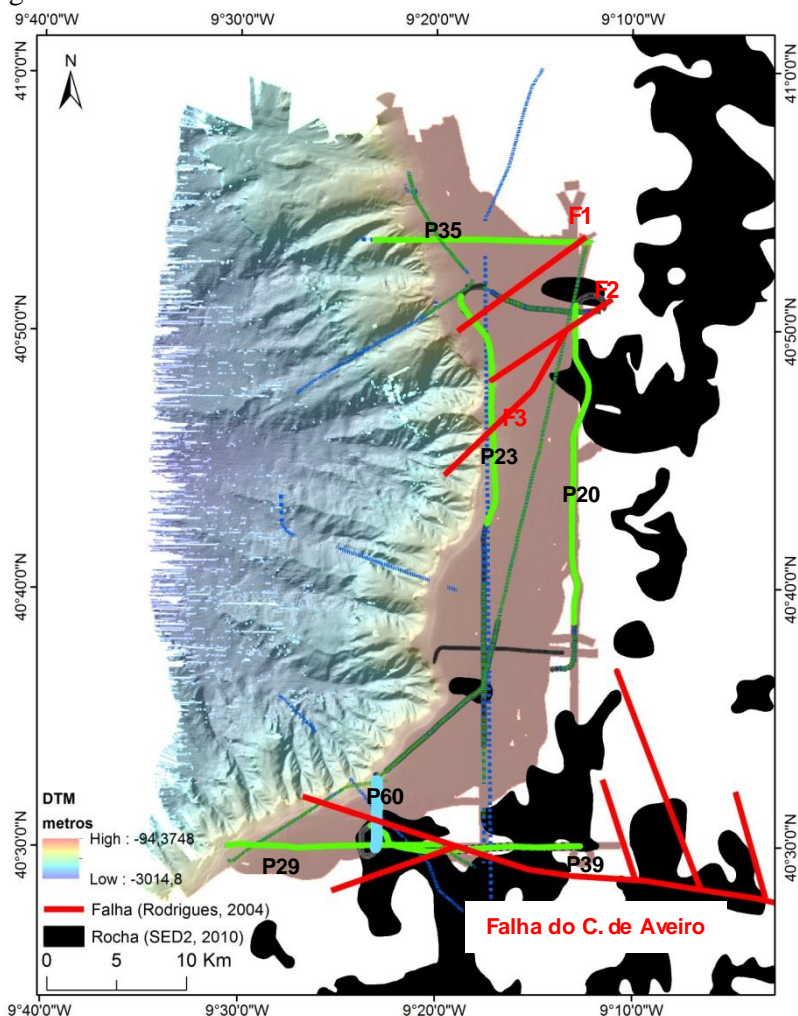


Figura 7.1 – Localização dos perfis de reflexão sísmica representados sobre o MDT: *Boomer* a verde (verde claro os representados no presente trabalho) e SBP a azul (azul claro o representado neste trabalho). As falhas representadas a vermelho foram adaptadas da cartografia de Rodrigues (2004).

7.1. Unidades sísmicas e espessura da cobertura

A interpretação dos perfis sísmicos, nomeadamente de *Sub-bottom profiler* (SBP) e de *Boomer*, permitiu, como referido anteriormente, distinguir três unidades sísmicas principais. Estas foram identificadas com base em critérios sísmicos estratigráficos (fácies sísmica e geometria dos seus refletores).

A unidade sísmica mais antiga, Unidade Sísmica 1 (U1), encontra-se a maior profundidade e corresponde à base da U2. Tem como características a presença de refletores mais ou menos contínuos, estratificados mas espaçados, e refletividade moderada a baixa (Figura 7.2). Esta unidade encontra-se com maior expressão no sector Este da área em estudo e tem uma inclinação aproximadamente constante para Oeste.

A Unidade Sísmica 2 (U2), que cobre a U1, é no geral caracterizada por refletores internos quase paralelos entre si, nítidos e com continuidade lateral assinalável, cuja amplitude é média a elevada (Figura 7.2). No entanto, distingue-se, em algumas áreas, uma ligeira variação vertical e lateral de fácies sísmica dentro da unidade: alternância de pacotes de refletores bem estratificados

e mais densos, com refletores mais espaçados e com menor refletividade. À semelhança da U1, a U2 tem uma inclinação geral para Oeste e vai aumentando de espessura em direção ao bordo do canhão, significando que esta será uma unidade de preenchimento e progradante. Em certos locais da plataforma, aflora à superfície sobretudo nas imediações da vertente do canhão.

A unidade sísmica designada por Unidade Sísmica 3 (U3), que aflora no topo da unidade supracitada, corresponde à cobertura sedimentar da plataforma a montante da cabeceira do canhão, descrita no ponto 6, cujo refletor de topo representa a superfície do fundo marinho. A espessura média é cerca de 2 metros, com um valor máximo de 3,5 metros registado no sector Este da plataforma (observado no perfil *boomer* 20 – Figura 7.2).

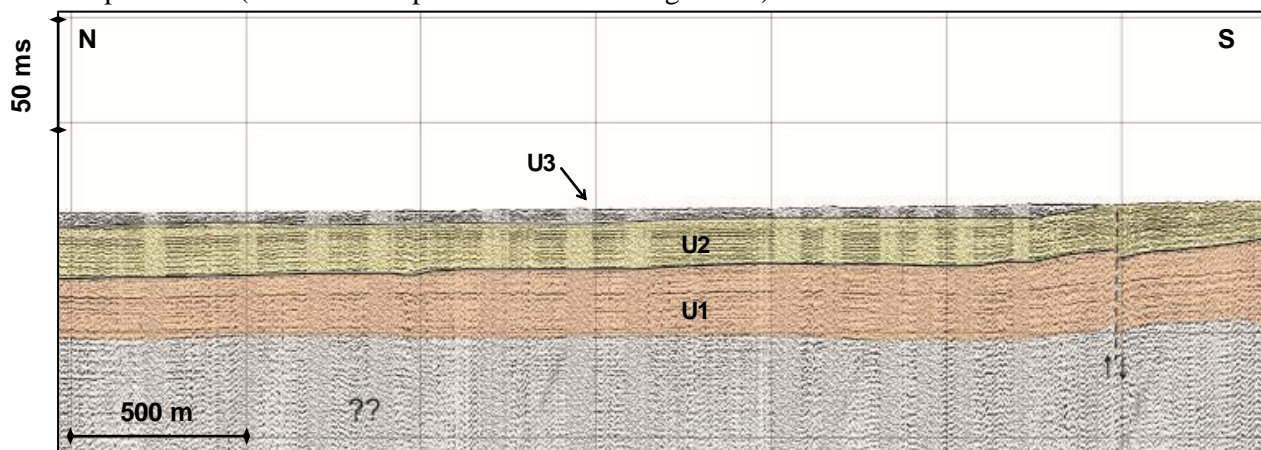


Figura 7.2 – Excerto do perfil de reflexão sísmica *boomer* P20 onde são visíveis as unidades sísmicas U1 (a laranja), U2 (a amarelo) e U3 (a cinza). Localização na Figura 7.1.

No geral, esta unidade tende a diminuir de espessura em direção à vertente continental até desaparecer. Este facto foi corroborado em duas estações de amostragem vertical, tendo-se constatado que dois *cores* realizados junto à vertente do canhão (Figura 4.1 e Figura 7.11), atingiram zonas rochosas. A estação localizada no sector Sul, apenas colheu 23 cm de amostra retida no nariz. Em termos de fácies sísmica, esta unidade distingue-se das restantes por apresentar refletores internos de amplitude moderada, e difusos sem grande variabilidade interna. Devido ao carácter difuso dos seus refletores, e à sua reduzida espessura por vezes é difícil diferenciar esta unidade.

7.2. Estrutura interna da cabeceira do canhão

A qualidade do sinal adquirido dos perfis de reflexão sísmica não é o melhor, o que aliado aos constrangimentos de cada equipamento (ex.: perda de resolução com a profundidade e presença de reflexões parasitas) dificulta a interpretação rigorosa deste tipo de dados.

A delimitação das diferentes unidades sísmicas da área de estudo foi efetuada perfil a perfil, e as principais estruturas geológicas existentes foram identificadas recorrendo também imagens de fundo obtidas pelo sonar de varrimento lateral, e à informação já existente na bibliografia consultada, nomeadamente a cartografia sísmica mais pormenorizada efetuada por Rodrigues (2004).

Fazendo uma correlação com as formações sísmicas observadas por Rodrigues (2004), com as interpretadas neste estudo, pode-se dizer que a U3 corresponde à Unidade Sísmica D de idade eocénica com inclinação aproximada para W correspondendo a camadas detríticas, cuja fácies é típica de preenchimento de bacia (Rodrigues, 2004). A U2 poderá corresponder à Unidade Sísmica E, que se encontra principalmente junto ao bordo da plataforma e foi atribuída ao Neogénico (Rodrigues, 2004). A sua fácies sísmica foi descrita pela autora como típica de prisma progradante, com refletores muito bem estratificados, contínuos e inclinados para Oeste e provavelmente constituída por um calcário bioclástico, muito rico em foraminíferos bentónicos e planctónicos.

A análise de dois perfis transversais ao canhão, P35 a Norte e P29 a Sul, permitem observar a inclinação das unidades para Oeste e o carácter progradante da U2, com o aumento da espessura em direção à vertente (Figura 7.4 e Figura 7.5). Em sentido oposto, a espessura da

cobertura sedimentar tende a diminuir com o aumento do declive. Isto deve-se ao facto de um maior pendor não permitir condições de estabilidade para a acumulação significativa de sedimentos, conjugado com a consequente diminuição do hidrodinamismo com o aumento da profundidade.

Esta variação do declive da vertente não é suave, sendo marcada por ruturas de declive, conforme referido no capítulo 5. Tanto a Norte como a Sul, existem condicionantes estruturais, nomeadamente, falhas e/ou alternância de camadas brandas com mais resistentes do substrato, que vão controlando o pendor. Na Figura 7.3, que representa o perfil SBP P60 localizado no sector Sul da cabeceira do canhão, são visíveis os dois principais ressaltos de declive identificados anteriormente, que correspondem a duas falhas normais que afetam diretamente a vertente.

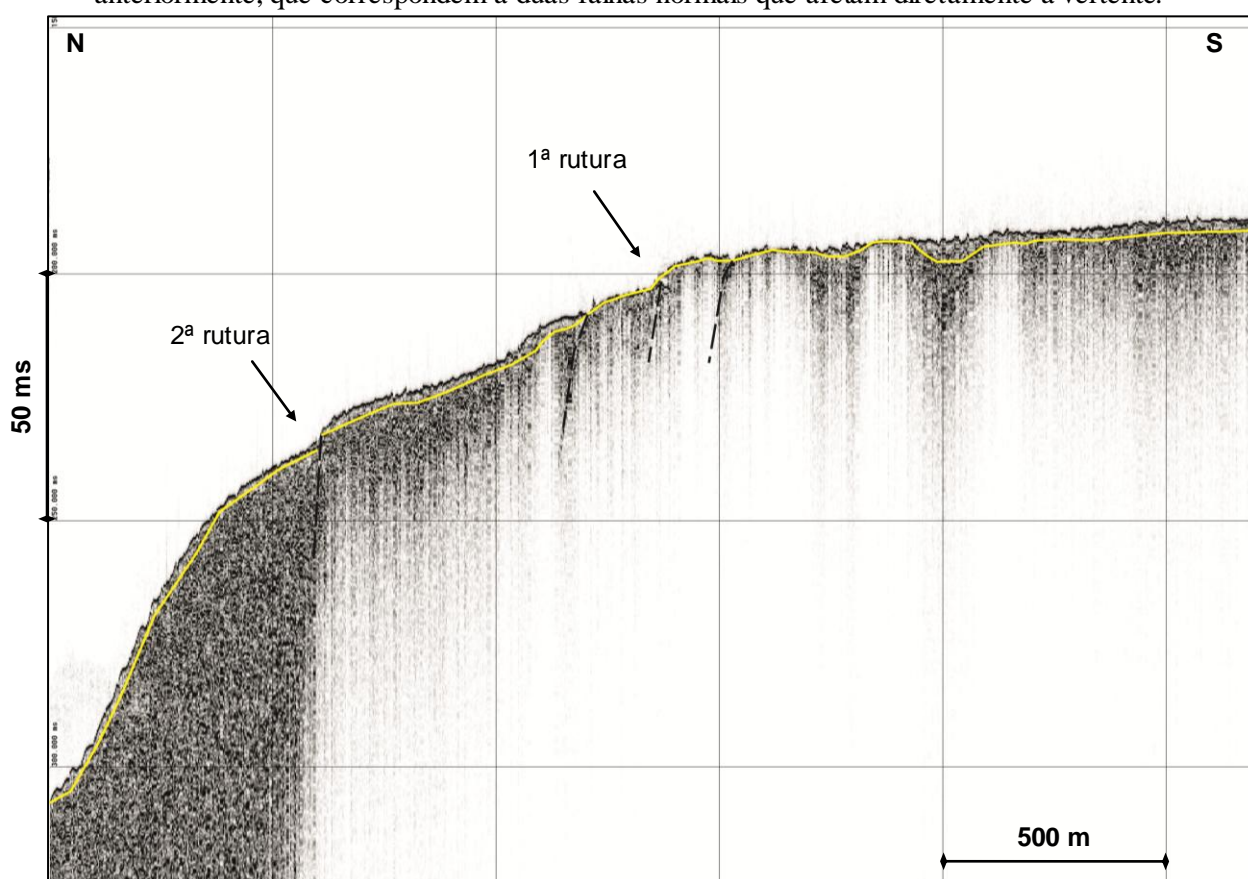


Figura 7.3 – Perfil SBP P60 onde se observa a diminuição da cobertura sedimentar em direção à vertente do canhão, e as duas principais ruturas de declive afetadas por falhas normais. O refletor assinalado a amarelo representa a base da cobertura sedimentar, que corresponde também ao topo da U2. Localização na Figura 7.1.

Neste sector, Rodrigues (2004) cartografou uma falha que atravessa perpendicularmente toda a plataforma interna e que aparentemente controla a posição e a morfologia do canhão, a falha do Canhão de Aveiro. Esta falha foi identificada a cerca de 130 de profundidade no perfil 39, que é uma continuação do P29 em direção à costa, obtido com o *Boomer*. Apresenta um espelho de falha bastante largo que afeta as duas unidades sísmicas, U1 e U2, provocando o abatimento do bloco Este e um ligeiro dobramento das unidades (Figura 7.6). Tendo em conta a expressão da falha no contexto regional e a sua direção WNW-ESE, o bloco em subsidência aparenta ser o setentrional corroborando a observação de Rodrigues (2004). A autora descreve também que existe uma componente de deslizamento direito. Embora esta componente não seja diretamente identificável no perfil (Figura 7.6), é possível verificar este movimento através da alteração para Este da direção dos afloramentos rochosos que ali afloram na área (Figura 7.1).

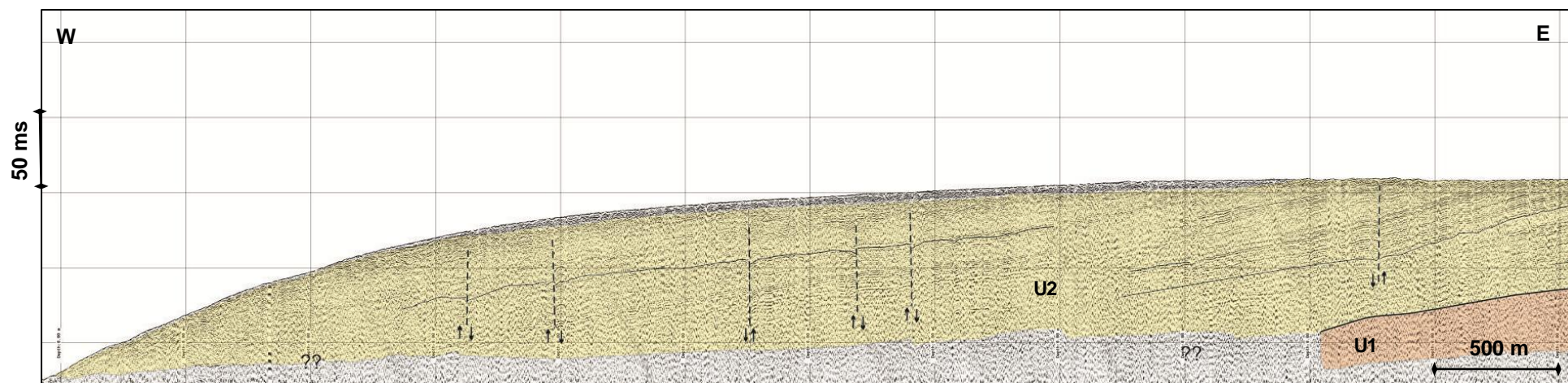


Figura 7.4 – Perfil boomer P35 transversal à vertente do canhão, localizado no sector Norte. Localização na Figura 7.1.

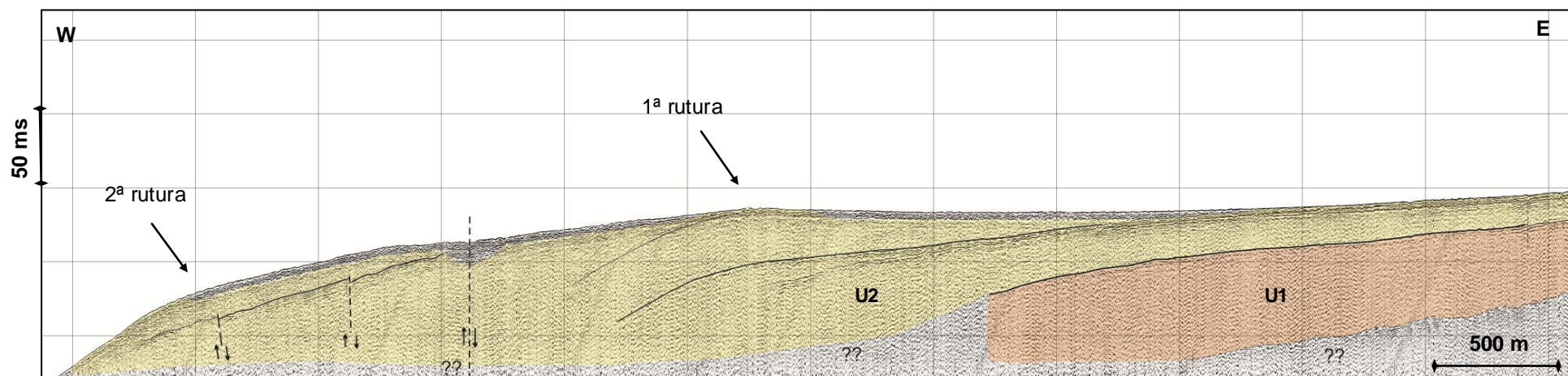


Figura 7.5 – Perfil boomer P29 transversal à vertente do canhão, situado no sector Sul do canhão. Localização na Figura 7.1.

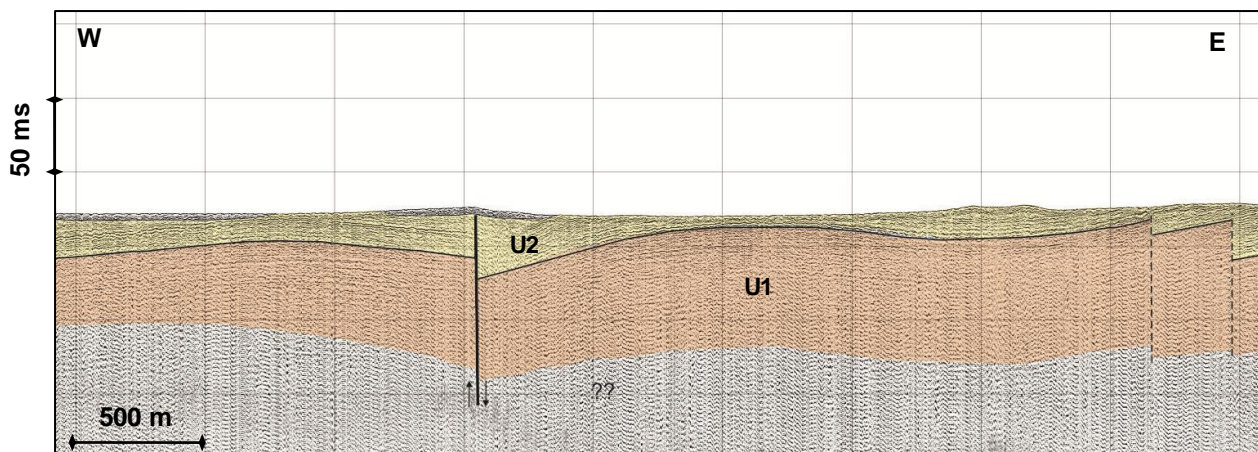


Figura 7.6 – Identificação da falha do cânhão de Aveiro no perfil boomer 39 E-W. Localização na Figura 7.1.

Nas imediações da falha, observa-se, com recurso a imagens de sonar de pesquisa lateral, que existe uma rede de fraturas, na sua maioria NE-SW, que afetam o fundo rochoso (Figura 7.7). A diferença de refletância do tipo de material presente no fundo permite distinguir os afloramentos rochosos da cobertura sedimentar. Assim, uma maior refletividade do fundo corresponde a afloramento rochoso (cinza claro) enquanto uma menor refletividade corresponde a sedimentos superficiais, representada por cores mais escuras (cinza escuro/preto).

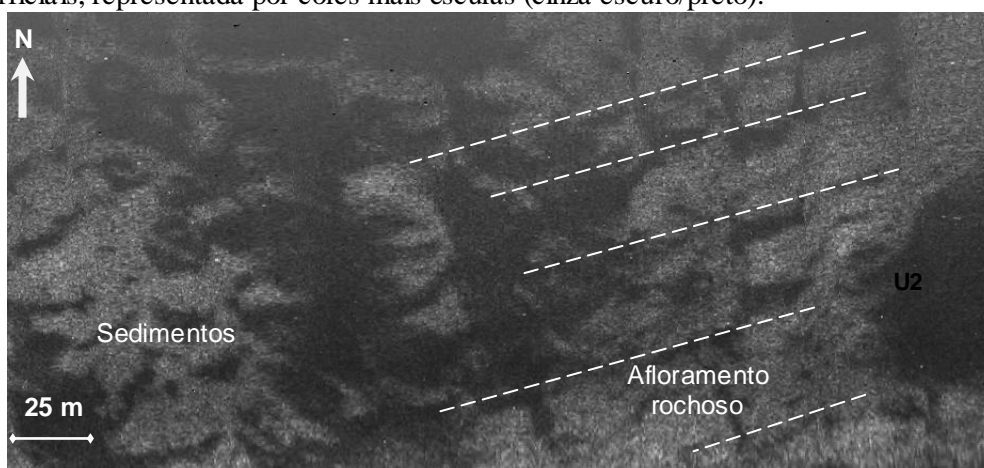


Figura 7.7 – Imagem de sonar a evidenciar a presença de um conjunto de descontinuidades.

Neste local, aflora a U2 que é constituída essencialmente por calcário bioclástico, o que permite justificar este padrão. Os referidos lineamentos e fraturas surgem possivelmente relacionados com a movimentação da falha. Rodrigues (2004) visualizou utilizando um ROV (*Remoted Operated Vehicle*), um conjunto de fendas de tração de orientação NE-SW escalonadas para SW, cuja disposição entra em concordância com a direção principal do campo de tensões de compressão máxima de direção E-W a WNW-ESSE, nesta região do bordo da plataforma continental (Cabral & Ribeiro, 1989; Cabral, 1993; Rodrigues, 2004).

Para além da falha do Cânhão de Aveiro, foram também visualizadas em dois perfis boomer duas das três falhas de direção NE-SW, doravante designadas de F1, F2 e F3, cartografadas por Rodrigues (2004) no sector Norte da cabeceira do cânhão (Figura 7.1). A mais setentrional, F1, foi identificada no perfil P35, na batimétrica dos 137 metros e coloca a aflorar a unidade U1 formando um pequeno relevo na superfície do fundo marinho. A falha, como se pode verificar na Figura 7.8, é de movimentação normal, com abatimento do bloco Este.

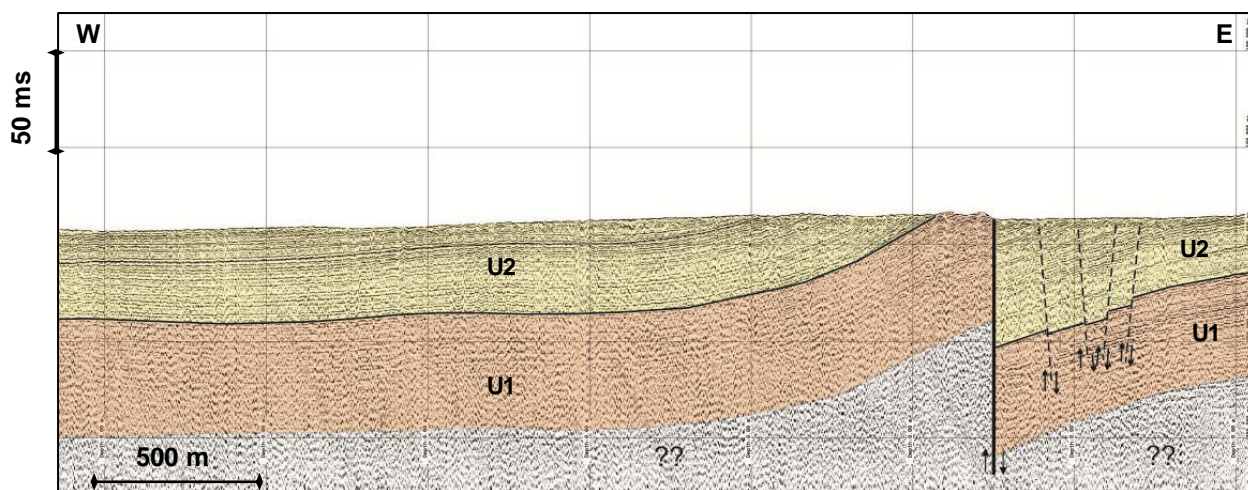


Figura 7.8 – Extrato do perfil *boomer* P35 a evidenciar a falha F1 localizada no sector Norte da área em estudo. Localização na Figura 7.1.

Uma segunda falha, F2, paralela a anterior, imediatamente a Sul, foi identificada em dois perfis *boomer* N-S à vertente do canhão: foi observada logo no início do perfil P20 a cerca de 135 metros de profundidade, e o seu prolongamento em direção ao canhão na batimétrica dos 215 metros no perfil P23, tendo assim uma direção NE-SW. É uma falha normal, que provocou a subsidência do bloco Norte e que afeta ambas as unidades U1 e U2. No perfil P20 é observável a estrutura quase paralela e monótona das camadas que compõem estas unidades sísmicas (Figura 7.9). A falha identificada no perfil P23 (Figura 7.10), coloca em evidência a unidade detrítica, U1, com o levantamento do bloco Sul. A consequente exposição da unidade formou uma vertente rochosa ao longo da qual se desenvolveu este vale. Associada a esta falha, estão outras falhas normais de menor dimensão identificadas no bloco Sul que provocaram subida da unidade U2.

É provável que esta falha tenha também uma componente horizontal, com movimento de desligamento direito. Tendo em conta a extensão e orientação dos afloramentos rochosos (Figura 7.1), é possível deduzir a movimentação direita deste alinhamento, sendo patente esta estrutura conjugada à falha do Canhão de Aveiro.

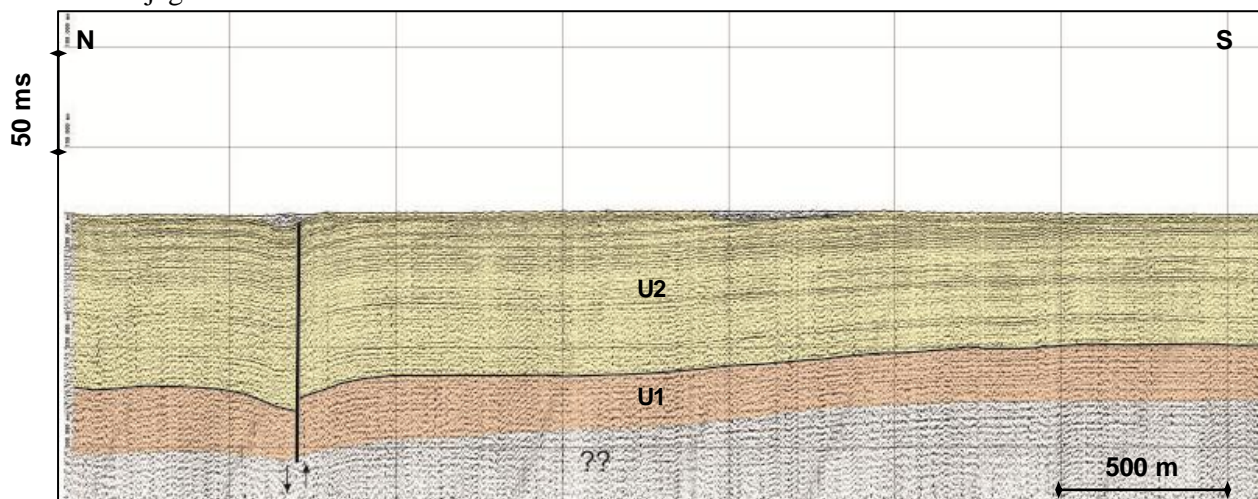


Figura 7.9 – Pormenor da falha F2 na batimétrica dos 135 metros no sector Norte no início do perfil *boomer* P20 N-S. Localização na Figura 7.1.

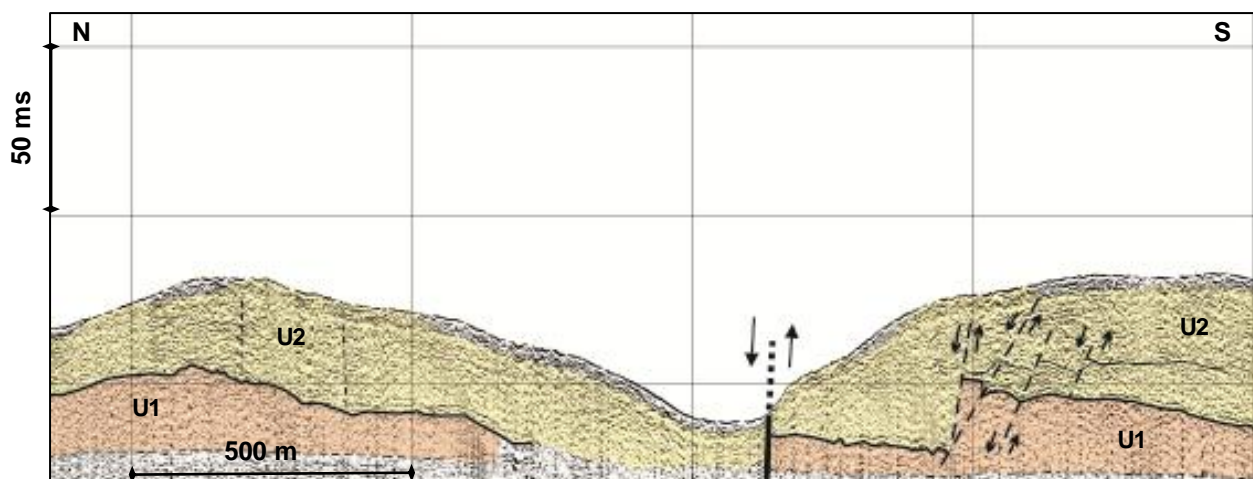


Figura 7.10 – Extrato do perfil boomer P23 N-S com a falha F2 a cerca de 215 metros de profundidade, no sector Norte. Localização na Figura 7.1.

A movimentação das duas falhas, F1 e F2, anteriormente descritas, provoca o abatimento do bloco central entre estas, mas esta ação não provoca indícios na superfície do fundo.

Em suma, a interpretação dos perfis permitiu inferir que a estrutura da plataforma adjacente à cabeceira do canhão de Aveiro é no geral um monoclinal com inclinação para W, afetado por diversas falhas e ligeiras dobras. Apesar da grande maioria das falhas observadas ser de menor expressão, foram identificadas 3 grandes falhas, de desligamento direito, que influenciam a estrutura da plataforma nas imediações da vertente do canhão: duas no sector Norte de direção NE-SW – F1 e F2; e a do Canhão de Aveiro de direção WNW-ESE que se estende por uma maior extensão na plataforma.

7.3. Coluna sedimentar não consolidada

A amostragem vertical da coluna sedimentar do curso superior do Canhão de Aveiro foi realizada a bordo do navio NRP “Almirante Gago Coutinho” entre os dias 22 e 24 de maio de 2007. A colheita foi efetuada em cinco estações (Figura 4.1 e Figura 7.11) com recurso ao *corer* de gravidade (Figura 4.3).

A escassa cobertura sedimentar presente na área em estudo, conjugada com o seu carácter mais grosseiro não permitiu grande penetração do *corer* de gravidade. Contudo, nas estações C5 e C6, localizadas no domínio mais profundo foi possível obter uma penetração razoável do fundo, amostrando a coluna sedimentar em 73cm e 165cm de comprimento, respetivamente. A Tabela 7.1 apresenta o resumo das amostragens verticais realizadas.

Os *cores* C5 e C6 estiveram, desde 2007, armazenados numa arca frigorífica a 4° C para minimizar a degradação das suas características químicas e físicas. Não obstante, a descrição e conseqüentes considerações deverão ser realizadas com alguma precaução.

Tabela 7.1 – Resumo da amostragem vertical: profundidade, comprimento da amostra recuperada e breve descrição da amostra (adaptado de IH, 2008).

Estação	Profundidade	Amostra recuperada	Descrição
C1	2237m	Penetrou nariz	Argila de cor clara muito plástica e compacta.
C5	2619m	73cm	Lodo de cor castanho-acinzentado, com aumento de compactação para a base.
C6	2569m	165cm	Lodo menos compacto de cor castanha no topo a mais clara e mais compacta para a base.
C9	763m	Não penetrou	Sem amostra significativa (bioclastos e litoclastos). Provável zona rochosa.
C10	727m	23cm	Areia lodosa (sedimento muito heterométrico). Provável zona rochosa.

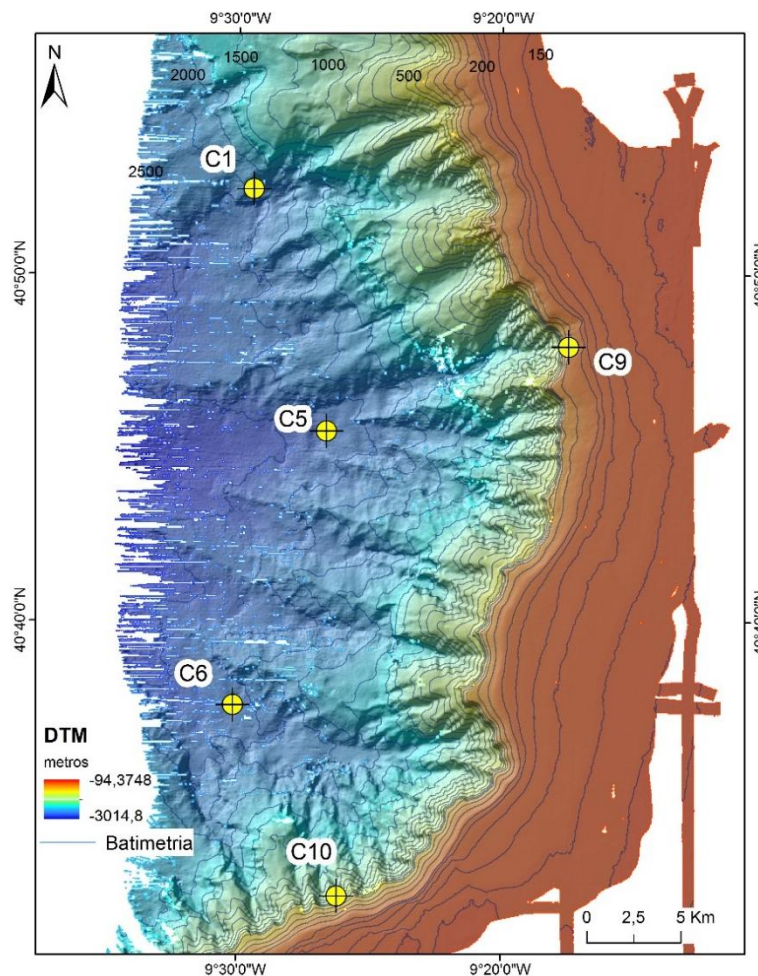


Figura 7.11 – Localização das estações de amostragem vertical.

7.3.1. Abertura dos *cores*

Os dois testemunhos verticais foram analisados no Laboratório de Sedimentologia da Divisão de Geologia Marinha do Instituto Hidrográfico, à exceção dos ensaios de corte direto que foram realizados no Laboratório de Geotecnia da Faculdade de Ciências de Lisboa.

As amostras verticais foram sujeitas a um extenso conjunto de ensaios: susceptibilidade magnética, granulometria, determinação de carbonato de cálcio (ainda em execução), difração de raios-x, teor em água, densidade aparente, resistência ao corte não drenada pelo cone penetrométrico, determinação dos limites de consistência e ensaio de corte direto. Como são muitos ensaios de caracterização mecânica e apenas uma amostra vertical por estação, optou-se por seccionar cada *core*, em subamostras de 10 em 10 cm, e não o abrir longitudinalmente (

Figura 7.12).

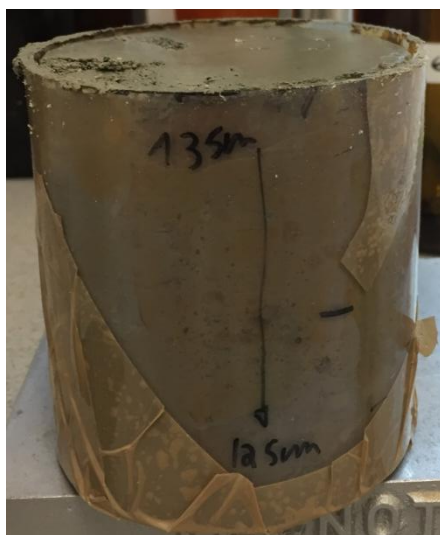


Figura 7.12 – Pormenor de um sectionamento do core C6, no nível 125-135 cm.

Esta abordagem permitiu aproveitar o máximo de sedimento disponível por nível em profundidade para a realização de todos os ensaios. Como consequência, não se observou diretamente o seu interior nem se discriminou os diferentes níveis de deposição que poderiam estar patentes ao longo do seu comprimento.

Em cada secção de 10cm executou-se primeiramente o ensaio de resistência ao corte não drenada com o cone penetrométrico, no topo e na base do *core* (Figura 7.13). Após o ensaio, com o auxílio de um anel metálico de volume conhecido, foi extraído cerca de 2 cm de espessura de sedimento para determinação da densidade aparente. Esta porção serviu também para a determinação do teor em água e para o teor em carbonato de cálcio.

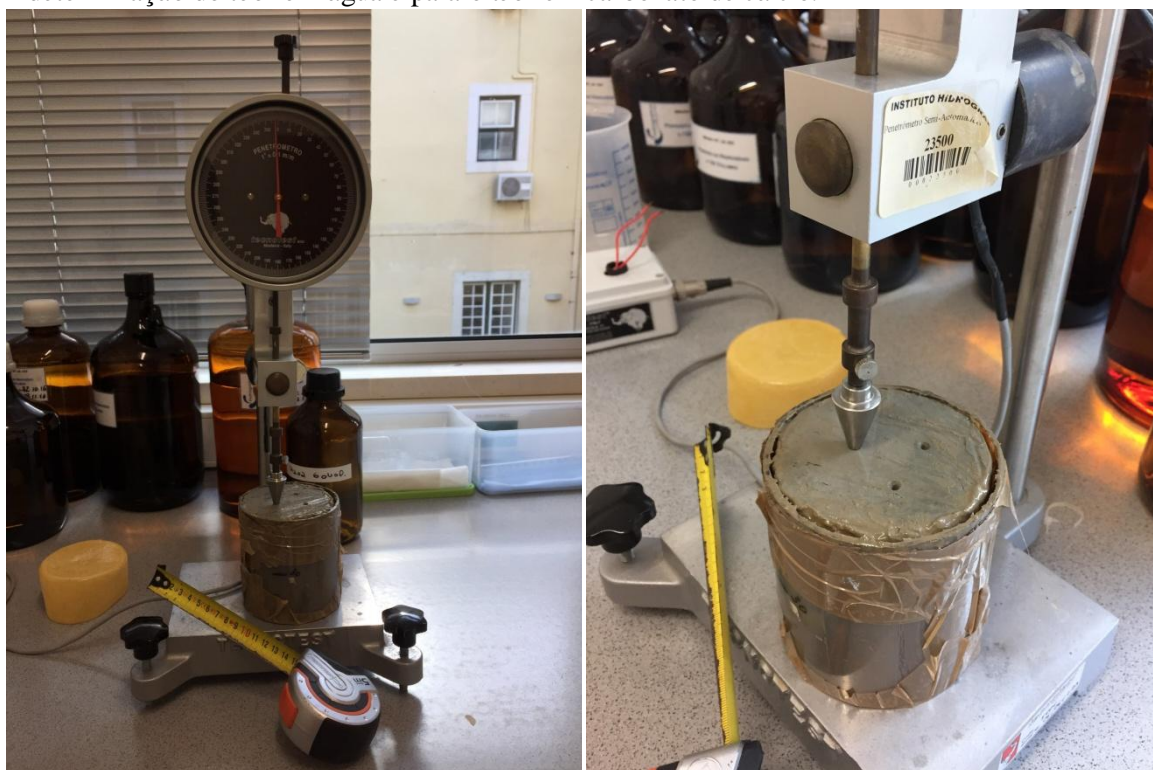


Figura 7.13 – Pormenor do cone penetrométrico utilizado para a determinação da resistência ao corte não drenada em uma secção do core C6.

Cada secção de 10cm foi subdividida em duas de 5cm, para que a análise granulométrica, a análise composicional por difração de raios-x, a determinação do conteúdo em carbonato de cálcio e do teor em água fosse efetuada de 5 em 5cm ao longo do *core* (Figura 7.14).

Foi também retirada amostra para a determinação dos limites de consistência a cada 5 cm, embora estes só tenham sido efetuados em pontos seleccionados.



Figura 7.14 – Pormenor da secção 125-135 cm do *core* C6 após a realização dos ensaios de resistência ao corte no topo e na base, e da extração de amostra para a densidade aparente do topo (125-128 cm).

Em relação ao ensaio de corte direto, utilizou-se uma secção inteira de 10cm de cada um dos testemunhos para amostrar. Cada secção foi ensaiada três vezes em três tomas ou provetes, com incremento na tensão vertical a aplicar. A extração de cada provete foi efetuada com um molde cortador com secção quadrada com medida interior de 6cm e com 2cm de altura. Ou seja, cada amostra ensaiada tinha aproximadamente 2cm de espessura (Figura 7.15).



Figura 7.15 – Pormenor da extração da amostra a ensaiar para o corte direto.

As aparas laterais que sobravam do corte de cada provete foram aproveitadas para ensaios granulométricos, análise mineralógica (raios-x) e teor de carbonatos. Após a realização dos três ensaios, as três amostras foram agregadas e homogeneizadas numa só para determinação dos limites de consistência.

7.3.2. Caracterização textural da coluna sedimentar

As amostras verticais colhidas em cinco locais distintos do Canhão de Aveiro permitem ter uma ideia da espessura da coluna sedimentar não consolidada naqueles pontos. A não obtenção

de uma amostra significativa (C10 – 23cm), ou a ausência desta (C9) nos *cores* realizados na cabeceira do canhão, mais concretamente no bordo da plataforma, permitiu corroborar a interpretação dos dados de reflexão sísmica (capítulo 7.1) aquando da análise da cobertura sedimentar: esta é escassa ou ausente com a proximidade da vertente. O nariz danificado em ambos os casos prova que o *corer* de gravidade atingiu afloramento rochoso.

Dos três *cores* executados a grandes profundidades, só no C1 houve penetração e apenas do nariz do amostrador. Este facto deve-se ao grau elevado de consolidação da unidade atingida, oferecendo assim resistência à penetração do *corer* de gravidade. Como nariz não se apresentou danificado, e ainda foi possível obter uma pequena amostra de argila, considera-se que o fundo estaria coberto por este tipo de sedimento. Pelo posicionamento do C1, observado na Figura 7.11, este deverá ter penetrado na parte final do corpo sedimentar localizado a Norte do canhão.

A penetração dos testemunhos verticais C5, a cerca de 2620 metros de profundidade, e C6, a aproximadamente 2570 metros, permitiram inferir uma espessura mínima de sedimentos não consolidados no sector inferior da vertente continental. Uma das ilações que se pode tirar é que neste sector, a camada de sedimentos varia entre 73cm na zona central (C5), e 165cm na zona sul do canhão (C6).

O tipo de sedimento presente na coluna sedimentar colhido por ambos os *cores*, segundo a classificação proposta por Shepard (1954), é um silte argiloso. Ou seja, tem um conteúdo em silte entre 47 a 62% e pelo menos 25 até 40% de argila. Na verdade, condiz com o tipo de ambiente esperado naquelas profundidades: ambiente de hidrodinamismo fraco, que propicia sedimentação lenta de partículas mais finas.

No entanto, ao aprofundar a análise aos parâmetros estatísticos, obtidos nos ensaios granulométricos, verifica-se que a coluna sedimentar não é assim tão homogénea, em particular no caso do *core* C6. Os *logs* dos *cores* dos encontram-se representados na Figura 7.20 e Figura 7.21.

Começando pelo *core* C5, a amostra colhida é um lodo de cor castanha a cinza esverdeado com aumento da consolidação em profundidade, sendo composto na base por uma argila esbranquiçada muito consolidada. Em termos de tamanho do grão, a amostra é constituída por silte muito fino em quase todo o seu comprimento, embora entre os 50 e os 60 cm sofra uma ligeira variação para silte fino (Figura 7.20). Esta variação é reflexo do aumento da fração arenosa no sedimento, que chega a um máximo de 11,5% (entre os 50 e 55 cm). Em compensação, a fração de argila diminui para cerca de 28%. No geral, os sedimentos que o compõem são mal calibrados a muito mal calibrados, com assimetria negativa a extremamente negativa (Figura 7.16 e Figura 7.17).

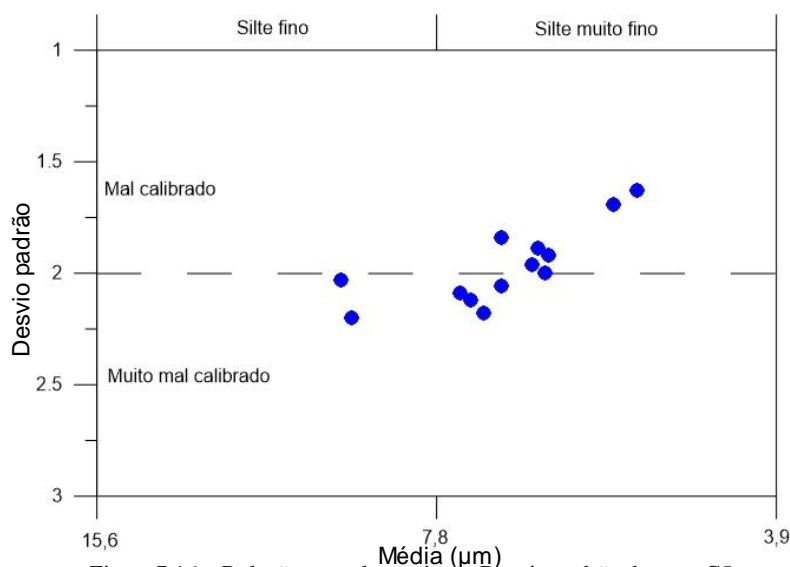


Figura 7.16 – Relação granulometria vs. Desvio padrão do *core* C5.

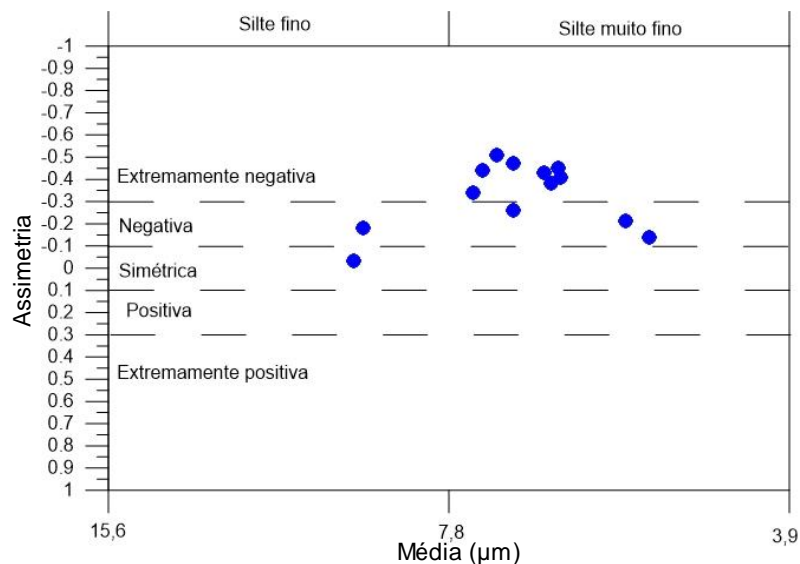


Figura 7.17 – Relação granulometria vs. Assimetria do *core* C5.

Existe uma ligeira tendência para o incremento em profundidade da assimetria, também associadas com o aumento do tamanho médio do grão no intervalo referido. Globalmente, as suas características sedimentológicas mantêm-se mais ou menos uniformes ao longo de todo o seu comprimento, não havendo distinção em diferentes unidades.

Já o contrário ocorre no *core* C6, cujas variações verticais são assinaláveis ao longo do seu comprimento: é possível identificar 3 unidades distintas (Figura 7.21). Uma primeira unidade até aos 35cm, e que possui características semelhantes com as identificadas no intervalo 50-60cm do C5: é composta na sua maioria por silte fino, em que a assimetria aumenta em profundidade e com o tamanho do grão, variando entre extremamente negativa a positiva (Figura 7.19). O sedimento é muito mal calibrado (Figura 7.18). Quanto à sua textura, a fração areia aumenta com o incremento da granulometria atingindo até 17% da composição do sedimento. A fração argila, por sua vez, vai em sentido inverso diminuindo a sua percentagem de cerca 35% até 23%.

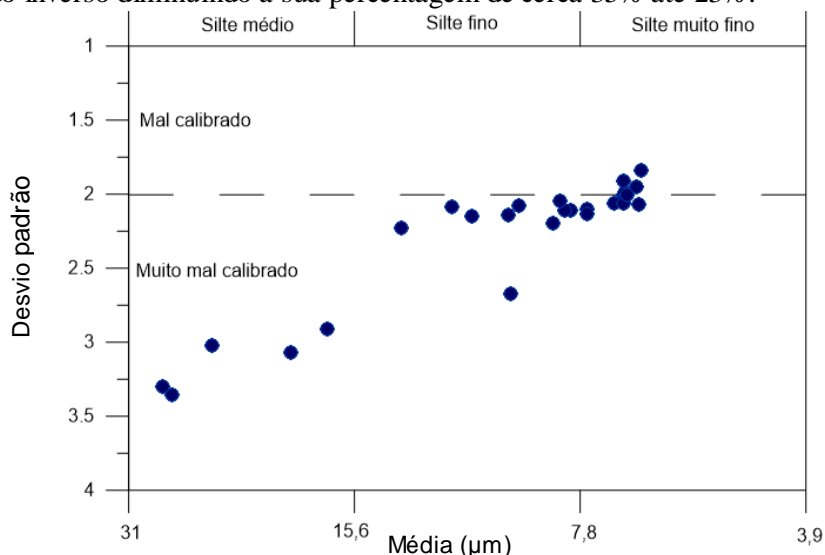


Figura 7.18 – Relação granulometria vs. Desvio padrão do *core* C6.

A segunda unidade foi identificada em dois níveis de profundidade, mas com diferentes espessuras: o primeiro entre os 35 e 50cm, e o segundo entre os 125 e os 145cm. Esta unidade é constituída por silte médio a fino, muito mal calibrado e assimetria extremamente negativa. Os valores de assimetria e de desvio padrão atingem o seu pico nesta unidade, em comparação com os restantes obtidos ao longo da coluna sedimentar (Figura 7.18, Figura 7.19 e Figura 7.21). Uma das características importantes desta unidade, que a distingue claramente das outras é a presença da fração cascalho. No intervalo 45-50cm, o cascalho chega a atingir 7,7% na composição do

sedimento, enquanto entre os 125 e os 145cm chega aos 2,5%. O conteúdo em areia também é considerável nestas profundidades, com valores a rondar os 24%, chegando a passar a percentagem de argila (28-29% vs. 20-21%) entre os 135 e os 145cm. Aqui em termos de classificação textural, o sedimento deixa de ser classificado como um silte argiloso, e passa a silte arenoso. A fração siltosa apresenta-se como cerca de 50% do sedimento.

Entre os 50 e os 125cm, e os 145-160cm, foi identificada a terceira unidade. Esta é caracterizada por um silte fino a muito fino, assimetria extremamente negativa a negativa, cujos sedimentos são mal a muito mal calibrados (Figura 7.18 e Figura 7.19). Em relação à sua composição textural, o silte é a classe predominante com percentagens superiores a 54%, seguida da argila com valores a rondar os 35%, e a areia entre 6 a 9% (Figura 7.21). No entanto, é de realçar uma lacuna de resultados entre os 145 e os 155cm.

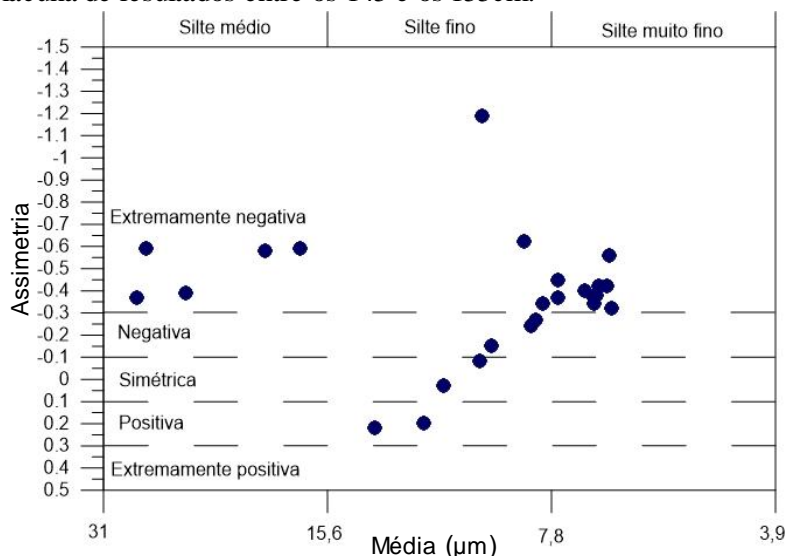


Figura 7.19 – Relação granulometria vs. Assimetria do *core* C6.

7.3.3. Caracterização mineralógica da coluna sedimentar

A análise composicional da fração silto-argilosa das amostras verticais por difração de raios-x revela que a calcite é o mineral predominante na coluna sedimentar colhida de ambos os *cores*. A amostra C5 apresenta valores entre 69% e 92% (média de 81%) e a C6 entre 37% e 84% (média de 68%).

Na amostra C5 (Figura 7.20), o segundo mineral mais abundante é a mica/ilite com um valor médio de 5,5% (mínimo: 2%; máximo: 8,5%) seguido do quartzo com 3% (mínimo: 0,5%; máximo: 8%). A plagioclase e o feldspato potássico também apresentam valores consideráveis para a profundidade em questão, com ambos a variarem entre 1% a 5%, e apresentando valores médios de 2,5% e 2,1% respetivamente. A dolomite surge como outro mineral presente com cerca de 2% (mínimo: 0,6%; máximo: 3,3%) e por fim a clorite com valores entre 0% e 3,7% (média de 1,5%).

Existem algumas variações em profundidade, mas a que salta mais à vista situa-se entre os 50 e os 60cm (Figura 7.20), com o aumento do tamanho médio do grão, e respetivo incremento da presença da fração silto-arenosa. Como era de esperar, a concentração da calcite diminui e, inversamente a de quartzo aumenta. Os valores mínimos (calcite) e máximos (quartzo) destes dois minerais são registados neste intervalo. O feldspato potássico e a plagioclase, bem como, a mica/ilite atingem também o seu valor máximo neste nível. Estes minerais, incluindo o quartzo, apresentam um comportamento vertical semelhante ao longo da coluna sedimentar. Isto poderá derivar do facto de partilharem o mesmo tipo de fonte: terrígena.

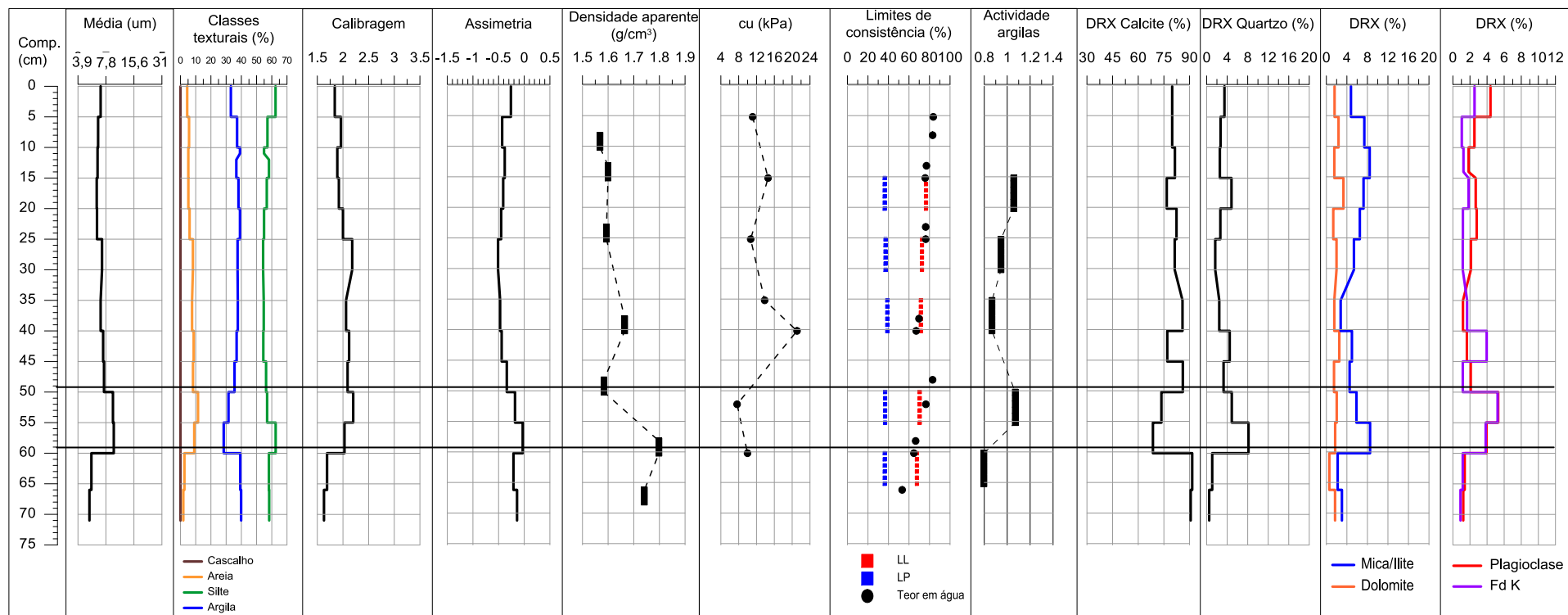


Figura 7.20 – Distribuição vertical dos parâmetros analisados na amostra C5.

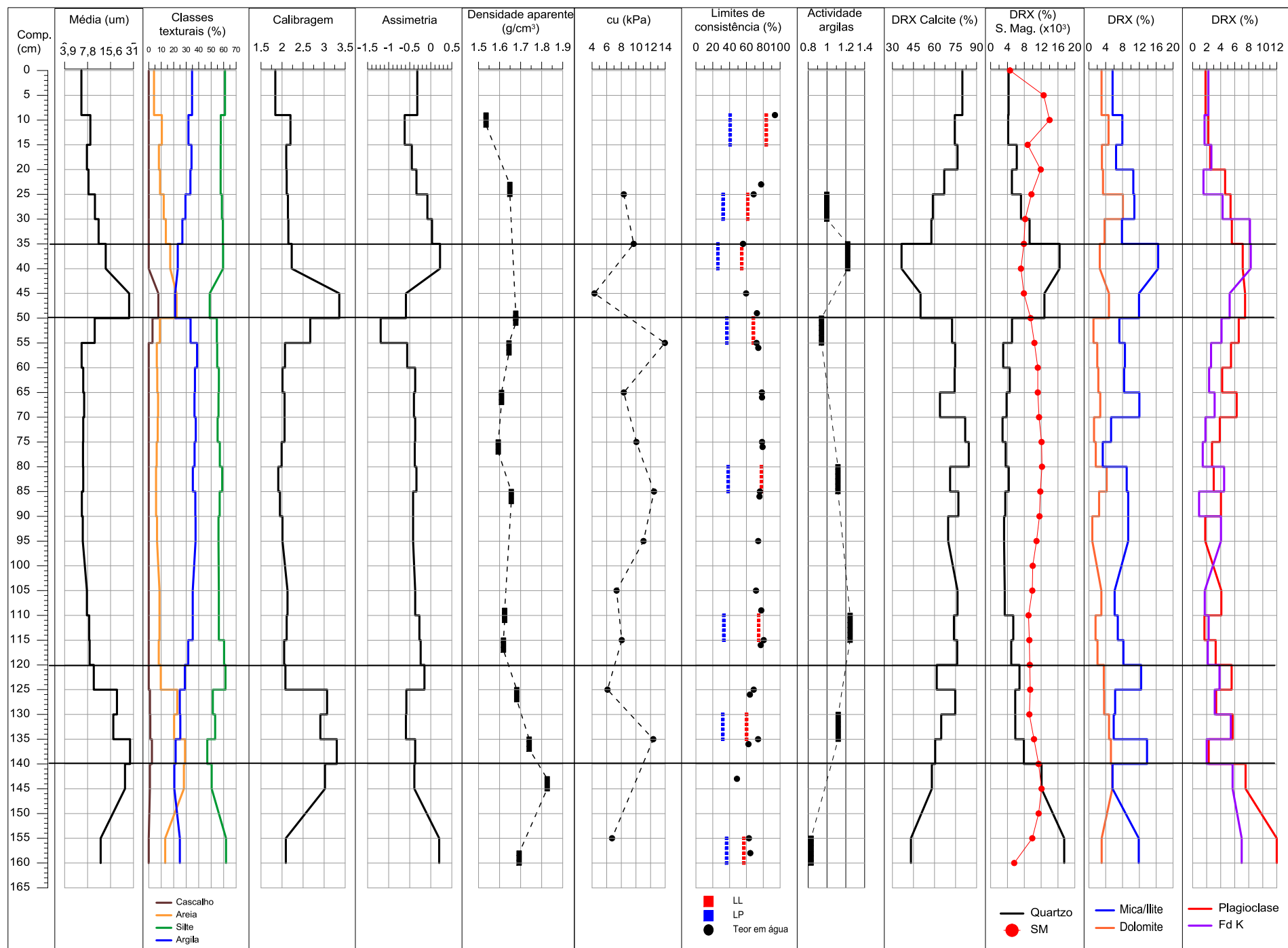


Figura 7.21 – Distribuição vertical dos parâmetros analisados na amostra C6.

A distribuição mineralógica da coluna sedimentar da amostra C6, em termos de hierarquia dos minerais é idêntica à da C5 (Figura 7.21): calcite é o mineral predominante, seguida da mica/ilite com valores a variarem entre os 3% e os 16,5% e uma média de 9%, e como terceiro mineral mais abundante o quartzo com uma média de 6,5% (mínimo: 2,8%; máximo: 17,5%). A plagioclase com uma média de 4,6% (mínimo: 2%; máximo: 12%), o feldspato potássico com 3,6% (mínimo: 1%; máximo: 8,3%), a dolomite que apresenta uma média de 3,2% (mínimo: 0,8%; máximo: 8%) e a clorite com 2,1% (mínimo: 0%; máximo: 4,4%) são os minerais presentes na coluna sedimentar que redundam como os mais significantes.

As unidades identificadas anteriormente encontram-se marcadas também pela variação da composição mineralógica. A unidade correspondente aos primeiros 35cm é caracterizada pelo aumento em profundidade dos minerais terrígenos (quartzo, feldspato, plagioclase e mica/ilite) a acompanhar o tamanho do grão, e consequente diminuição da percentagem de calcite (Figura 7.21).

A segunda unidade também se encontra bem demarcada em termos mineralógicos, entre os 35 e os 50cm, com a calcite a atingir o valor mínimo e em sentido contrário o quartzo, a ter 16%, a mica/ilite, feldspato potássico e a dolomite a chegarem às suas percentagens máximas. Este aumento de terrígenos coincide com a presença da fração areno-cascalhenta neste nível (cerca de 30%). O primeiro nível da segunda unidade termina aos 50cm com o aumento brusco da percentagem de calcite e respetiva quebra, também ela súbita, dos valores de quartzo e mica/ilite (Figura 7.21). No segundo nível (125-145cm) da presente unidade, denota-se um aumento gradual da percentagem de quartzo com o aumento da granulometria e da presença da classe areno-cascalhenta. Por sua vez, a calcite diminui gradualmente a sua concentração. Os minerais mica/ilite, plagioclase e dolomite têm ambas um pico de concentração de 14% e 6% respetivamente.

A terceira unidade da coluna sedimentar (50-125cm e 145-160cm), não apresenta nenhuma tendência clara de incremento ou diminuição de um mineral ou associação de minerais em particular. Existem alternância entre valores mais elevados com outros mais baixos, mas em termos gráficos, no geral o traçado mantém-se em torno da média dos principais minerais: calcite com 75%, mica/ilite com 7,8%, quartzo com 4%, plagioclase com 4%, feldspato com 2,6% e dolomite com 2%.

7.3.4. Parâmetros geotécnicos da coluna sedimentar

Os parâmetros geotécnicos de ambos os *cores* determinados diretamente através de ensaios foram os seguintes: susceptibilidade magnética (SM), densidade aparente, teor em água, resistência ao corte não drenada, limites de consistência e coesão e ângulo de atrito. Outros parâmetros foram inferidos através dos resultados obtidos dos ensaios supracitados, tais como os índices de plasticidade, de consistência e de liquidez e a atividade das argilas. A interpretação dos resultados deve ter em conta o tempo que os *cores* estiveram em conservação (a 4° C) desde 2007, visto nenhum ensaio ter sido realizado imediatamente após colheita dos mesmos. A medição da velocidade das ondas-P nos sedimentos verticais não foi apresentada neste estudo por esse mesmo motivo: as velocidades medidas foram mais baixas do que o mínimo espectável (< 1500m/s) para sedimentos marinhos, o que revelou alguma perda de água, não quantificável, durante o período de conservação.

7.3.4.1. Suscetibilidade magnética

O primeiro ensaio realizado e que não implica a abertura do core, foi a medição da susceptibilidade magnética (SM). Apenas foi efetuada na amostra C6, pois a amostra C5, ainda tinha o nariz do amostrador ainda cravado na base da amostra. Visto ser um nariz de aço inoxidável, iria influenciar os resultados medidos de susceptibilidade magnética.

Na Figura 7.21 é possível observar um aumento inicial dos valores de SM nos primeiros 20 cm da coluna sedimentar a chegarem até ao máximo de 14×10^{-5} , seguidos de uma diminuição do sinal. Esta redução do sinal corresponde ao nível 35-50cm identificado anteriormente. Os valores de susceptibilidade voltam a aumentar ligeiramente, e andam à volta de $10,5 \times 10^{-5}$ até aos 135cm. A partir daqui até ao nível de 155cm dá-se um aumento da SM, representando por uma curva crescente, apresentando um valor máximo de $12,1 \times 10^{-5}$.

A curva que representa o sinal de suscetibilidade magnética aparenta acompanhar os valores de concentração de dolomite, bem como a presença da fração cascalho (Figura 7.21). A dolomite, apesar de ter uma estrutura química semelhante à da calcite, a sua composição é uma combinação de uma camada de CaCO_3 da calcite e uma camada de MgCO_3 da magnesite (Deer et al. 1992). Ainda de acordo com o mesmo autor, a sua composição química é $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, podendo ocorrer substituição do Mg por Fe^{2+} . Ou seja, a presença de ferro e de magnésio faz com que o sinal de SM acuse a assinatura deste mineral.

7.3.4.2. Densidade aparente e teor em água natural

No que diz respeito à densidade aparente (Figura 7.20 e Figura 7.21), a média de valores obtidos nos sedimentos que compõem ambas as amostras verticais é de 1,65 (C5) e 1,66 g/cm^3 (C6). Quanto ao teor em água natural (w), este também é idêntico em ambas as amostras: 72 e 73% no C6 e C5, respetivamente. Contudo, este valor pode estar adulterado devido à perda de humidade que ocorreu entre a colheita do *core* e a realização dos ensaios.

Posto isto, o teor em água (w) em ambas as amostras verticais apresentam resultados semelhantes. Na amostra C5 obtiveram-se valores a variarem entre 49% e 94%, e na C6 estes variam entre 53% e 84%. A quantidade de água tende a diminuir do topo para a base, sendo os valores máximos e mínimos registados nesses pontos (Figura 7.20 e Figura 7.21).

Na amostra C5, os valores de densidade, até aos 60cm, são aproximadamente constantes ($\approx 1,60\text{g/cm}^3$) apresentando apenas um ligeiro pico aos 48-50cm ($1,66\text{g/cm}^3$). O valor mais baixo de densidade, $1,57\text{g/cm}^3$, encontra-se no topo da amostra. No entanto, no intervalo identificado anteriormente (50-60cm) registou-se o valor mais elevado: $1,80\text{g/cm}^3$. O valor seguinte, obtido no nível 65-67cm embora mais baixo, encontra-se ainda acima da média ($1,74\text{g/cm}^3$).

Os valores de densidade da amostra vertical C6 apresentam-se aproximadamente constantes ao longo de toda a coluna sedimentar ($\approx 1,60\text{g/cm}^3$) sendo que entre o intervalo 125-145cm a densidade aumenta até atingir o valor máximo de $1,83\text{g/cm}^3$. O valor de densidade decresce ligeiramente no ponto seguinte, mas ainda assim acima da média: $1,69\text{g/cm}^3$.

Em suma, a determinação da densidade aparente e respetivo teor em água ao longo de ambas as amostras verticais, permitiu corroborar o que tinha sido verificado aquando da abertura dos *cores* no laboratório. É evidente o aumento da consolidação dos sedimentos em profundidade que é refletido pela relação entre o incremento da densidade aparente e o decréscimo do teor em água ao longo da coluna sedimentar.

7.3.4.3. Resistência ao corte não drenada

Relativamente à resistência ao corte não drenada (S_u), o *core* C5 apresenta um perfil em profundidade sem nenhuma tendência clara. Contudo, até ao nível 35cm, os valores variam entre os 11 e 14kPa, e aos 40cm atinge o valor máximo registado na amostra: 21kPa. Este valor baixa para os 8kPa no nível de 52cm. E neste intervalo, entre os 50 e os 60cm, que são registados os valores mais baixos de resistência ao corte não drenada (Figura 7.20 e Figura 7.21).

A amostra C6 também não evidencia nenhuma tendência de valores de resistência ao longo do seu comprimento (Figura 7.21). O valor mais baixo, 4kPa, foi registado aos 45cm. Este valor figura no primeiro intervalo da segunda unidade (35-50cm), anteriormente descrita. No nível de 55cm, é obtido o valor mais elevado de resistência ao corte, 14kPa. Após este pico, a resistência tende a variar entre os 7 e os 12kPa até aos 95cm. Entre os 105cm e os 125cm, a resistência baixa para valores entre 6kPa e 8kPa. O segundo intervalo da segunda unidade (125-155cm) regista outro pico de resistência com 12,4kPa. Aos 155cm, a resistência ao corte não drenada volta a baixar drasticamente para valores a rondar os 7kPa.

Convém sublinhar que a determinação da resistência ao corte não drenada através do cone penetrométrico (*fall-cone*) é uma avaliação expedita que nos dá uma ideia da resistência ao corte do sedimento. No geral, os valores obtidos nos ensaios estão balizados entre 4kPa e 21kPa, sendo que o valor médio da coluna sedimentar varia entre 9kPa (C6) e 13kPa (C5). No entanto, comparativamente aos valores típicos que os solos marinhos apresentam (Tabela 7.2), pode-se considerar que, em termos médios de consistência, estamos na presença de argilas muito moles.

Tabela 7.2 – Valores típicos de resistência ao corte não drenada de argilas marinhas (adaptado de Vryhof Anchors, 2010).

Resistência ao corte não drenada – C_u (kPa)		
Consistência das argilas	ASTM D-2488	BS CP-2004
Muito mole	0 – 13	0 – 20
Mole	13 – 25	20 – 40
Média	25 – 50	40 – 75
Dura	50 – 100	75 – 150
Muito dura	100 – 200	150 – 300
Rija	200 – 400	300 – 600
Muito rija	>400	>600

Comparando os valores de resistência ao corte com a densidade aparente, verifica-se que existe um acompanhamento subtil de ambos os perfis em profundidade, havendo uma relação direta entre a resistência e a densidade. A concentração mineralógica do quartzo também aparenta ter alguma relação com estes dois fatores, embora não tão linear.

7.3.4.4. Limites de consistência

Quanto aos limites de consistência ou limites de Atterberg, os valores médios dos limites de plasticidade (LP) e de liquidez (LL) variam entre 34% e 65% no *core* C5 e entre 37% e 72% no *core* C6, respetivamente (Figura 7.20 e Figura 7.21). Os limites mais elevados e mais baixos foram obtidos no topo e na base de cada um dos *cores* respetivamente. Na amostra C5 verifica-se uma tendência para a diminuição dos valores dos limites em profundidade. Já na C6, a segunda unidade nos dois níveis identificados apresenta limites de consistência mais baixos em relação à média global sendo de 26-54% entre os 35cm e 40cm, e 32-60% entre os 130cm e 135cm.

Comparando com alguns valores típicos de minerais de argila (Tabela 7.3), verifica-se que a ilite enquadra-se em ambos os limites obtidos. Este resultado pode indicar que de, facto a ilite, como terceiro mineral mais abundante em ambas as amostras verticais, terá algum efeito no comportamento mecânico destes sedimentos.

Tabela 7.3 – Valores típicos de limites de consistência para minerais de argila (Adaptado de Mitchell, 1993).

Mineral	Limite de liquidez (%)	Limite de plasticidade (%)
Montmorilonite	100 – 900	50 – 100
Ilite	60 – 120	35 – 60
Caulinite	30 – 110	25 – 40
Clorite	44 – 47	36 – 40

Após os ensaios foram calculados os respetivos índices e atividade das argilas para cada amostra. Em relação ao índice de plasticidade, este varia entre 31% e 40% (média de 35%) na amostra C5, e entre 21 e 43% (valor médio de 31%) na C6, sendo os valores muito semelhantes em ambas as colunas sedimentares. Com esta gama de valores, este tipo de sedimentos são classificados como solos de elevada plasticidade segundo Folque (1991) e de acordo com a Tabela 7.4:

Tabela 7.4 – Classificação dos solos com base no índice de plasticidade (adaptado de Folque, 1991; Sousa, 2011).

Plasticidade	Índice de plasticidade (I_p)
Solo não plástico	0 – 1
Solo de baixa plasticidade	1 – 7
Solo de média plasticidade	7 – 15
Solo de elevada plasticidade	>15

Um dos sistemas de classificação tradicionalmente utilizado para classificação geotécnica

De acordo com o gráfico a grande maioria cai na classificação MH, sendo que duas (níveis 35-40 cm e 110-115 cm) são classificadas como CH por estarem acima da linha “A”. As amostras classificadas como MH indicam que são siltes inorgânicos, solos siltosos ou areia fina micácea ou diatomácea, ou siltes elásticos. No geral, são sedimentos com plasticidade elevada. As duas amostras classificadas como CH correspondem a argilas inorgânicas altamente plásticas.

Tabela 7.5 – Comportamento dos solos consoante o seu índice de liquidez. (adaptado de Bowles, 1979, Das, 2011).

Comportamento	Índice de liquidez (I_L)
Viscoso	≥ 1
Plástico	$0 < I_L < 1$
Frágil	≤ 0

51

Tabela 7.6 – Classificação das argilas consoante com base no índice de consistência (adaptado de Fernandes, 1994).

Argila	Índice de consistência (I_c)
Muito mole	0,00 – 0,25
Mole	0,25 – 0,50
Média	0,50 – 0,75
Rija	0,75 – 1,00
Dura	>1,00

No global, ambas as amostras verticais têm um valor médio de atividade das argilas entre 0,95 e 1,07. Com estes resultados, segundo Skempton (1953) as argilas são classificadas como normais (entre 0,75 e 1,25), como se pode observar na Tabela 7.7. No entanto a amostra C6 apresenta apenas dois níveis com valores de 1,25 (110-115cm) e 1,35 (9-15cm). Estes são valores que são classificados como argilas ativas. Apesar destas variações, não existe nenhuma tendência tanto para o aumento como diminuição da atividade em profundidade.

Tabela 7.7 – Classificação das argilas quanto à sua atividade (adaptado de Skempton, 1953; Lopes, 2001)

Argila		Atividade (A_c)
Inativa	Inativa	<0,50
	Pouco cativa	0,50 – 0,75
Normal		0,75 – 1,25
Cativa	Cativa	1,25 – 2,0
	Muito cativa	>2,0

Reunindo da bibliografia alguns valores de atividade para vários minerais e argilas, verifica-se que a ilite têm um intervalo de atividade coincidente com a maioria dos resultados obtidos ao longo da coluna sedimentar (Tabela 7.8).

Tabela 7.8 – Atividade de vários minerais e argilas (Adaptado de Mitchell, 1993; Salas & Alpañes, 1971; Lopes, 2001).

Mineral	Atividade
Ilite	0,5 – 1
Caulinite	0,5
Calcite	0,18
Quartzo	0,0

7.3.4.5. Corte direto

O ensaio de corte direto permite determinar a resistência ao corte de um solo, ou seja, as condições de rutura de uma amostra de solo ao longo de um plano de, através da aplicação de duas forças: uma vertical e outra horizontal ou de corte. Os parâmetros de resistência efetiva obtidos neste ensaio são a coesão (c) e o ângulo de atrito (ϕ).

A execução do ensaio foi efetuada em duas secções de 10 cm de comprimento extraídas de cada uma das amostras, e posteriormente subamostradas em 3 amostras para que se pudesse executar 3 ensaios em cada secção. São amostras extraídas diretamente do *liner* e que não são remoldadas. As amostras analisadas foram as seguintes: C5 25-26,5 cm, 26,5-28 cm e 28-29,5 cm; C6 35-36,5 cm, 36,5-38 cm e 38-39,5 cm. Foi aplicada uma tensão vertical (σ) de 14,6kPa no primeiro ensaio e aumentando sucessivamente no segundo e terceiro ensaio para 28,2kPa e 55,4kPa respetivamente. Cada ensaio durou aproximadamente 8 horas, com uma velocidade de corte de 0,016mm/min.

A Figura 7.23 representa o gráfico tensão vertical (σ) versus resistência ao corte máxima registada (τ) e respetivas equações:

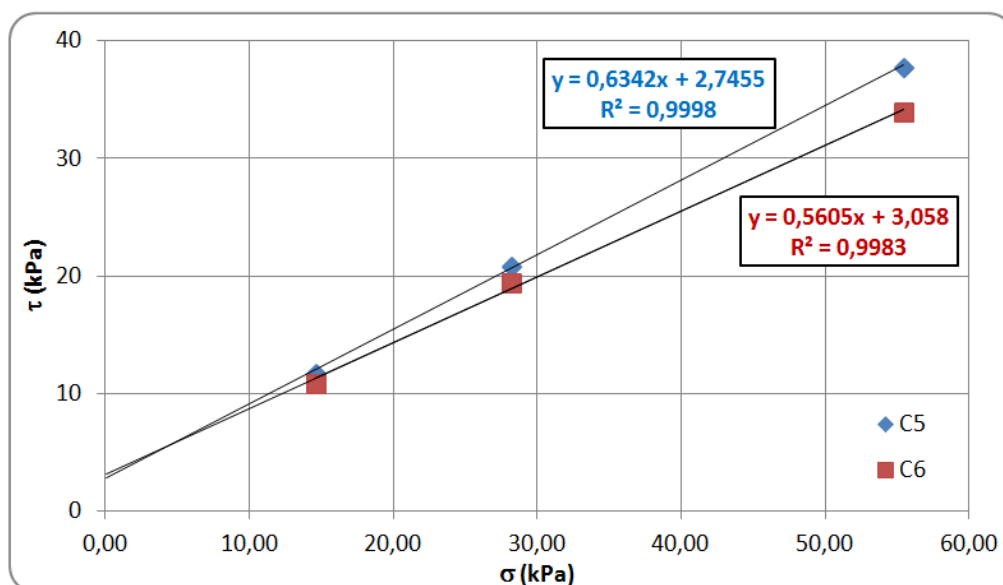


Figura 7.23 – Gráfico tensão vertical (σ) vs. resistência ao corte máxima (τ).

A determinação dos valores de coesão (c) e de ângulo de atrito (ϕ) são extraídos do referido gráfico através da resolução das suas equações das suas rectas, onde:

$$\tau = c + \sigma \tan \phi \quad (\text{Equação 7.1})$$

Na Tabela 7.9 estão apresentados os valores de ângulo de atrito e coesão das amostras, após resolução das equações das rectas.

Tabela 7.9 – Valores de ângulo e atrito e de coesão obtidos através do ensaio de corte direto.

	c (kPa)	ϕ (°)
C5 (25-29,5 cm)	2,7	32,4
C6 (35-39,5 cm)	3,1	29,3

Os valores obtidos para ambos os cores são semelhantes e consideram-se ser valores baixos, nomeadamente o de coesão. Para termo de comparação, utilizaram-se valores de ângulo de atrito obtidos por Terzaghi & Peck (1967) para diversos tipos de sedimento (Tabela 7.10). Confrontando os valores obtidos no presente estudo com os da tabela, verifica-se que caem nos valores de areia siltosa e silte inorgânico indo de encontro à classificação obtida com o gráfico de plasticidade: siltes inorgânicos.

Tabela 7.10 – Valores típicos de diferentes tipos de sedimento segundo o seu ângulo de atrito (adaptado de Terzaghi & Peck, 1967).

Tipo de sedimento	Ângulo de atrito (ϕ)
Areia, uniforme, grãos arredondados	27 - 34°
Areia, bem graduada, grãos angulares	33 - 45°
Cascalho arenoso	35 - 50°
Areia siltosa	27 - 34°
Silte inorgânico	24 - 35°

8. Instabilidade da vertente do canhão

A instabilidade de vertentes submarinas é um tema de crescente interesse em zonas sujeitas a desmoronamentos, não só para avaliação da segurança da orla costeira, mas também devido ao número crescente de obras de engenharia que requerem um substrato estável. Com o desenvolvimento de novas tecnologias para aproveitamento/exploração dos recursos marinhos, instalação de parques eólicos em *offshore*, de cabos submarinos, de telecomunicações e condutas de gás, de plataformas de exploração de petróleo, entre outros, instaladas no fundo marinho este tipo de estudos tornou-se importante para determinação do potencial risco e de ocorrência de instabilidades.

No entanto, a caracterização das instabilidades também se revela importante para a compreensão dos processos dinâmicos que caracterizam os canhões submarinos, como é o caso do Canhão de Aveiro, principais motores de transferência de sedimentos entre a plataforma continental e a planície abissal. A ocorrência de movimentos nas vertentes é um dos principais processos de remobilização e transporte de sedimentos nos canhões, deixando vestígios e marcas na distribuição dos depósitos sedimentares e na morfologia submarina.

Neste âmbito é importante definir o que é uma instabilidade de vertente. Marques (2014*) definiu, como instabilidade de vertente, o conjunto de fenómenos de origem natural ou antrópica, que implicam o deslocamento em massa, de solos e rochas de posições mais elevadas para outras mais baixas numa encosta natural. Apesar da maioria dos estudos serem efetuados em encostas subaéreas, este fenómeno também ocorre em domínio submarino. Os movimentos de massa em vertentes submarinas representam um importante mecanismo/agente de modelação e transporte de grandes quantidades de sedimentos ao longo da vertente continental para o oceano profundo (McAdoo, 2000; Masson et al., 2006). Tal como nas regiões emersas, é importante aferir a suscetibilidade à ocorrência destes movimentos nas vertentes do fundo submarino.

De acordo com Moore (1978) e Evans (1995) as instabilidade de vertentes submarinas podem ser classificadas, em termos de ocorrência, em quatro tipos:

- Movimentos em depósitos recentes de solos fracos, subconsolidados e metastáveis em áreas de sedimentação rápida (deltas ou canhões) causadas diretamente por forças dinâmicas (sísmicas ou hidráulicas);
- Movimentos em depósitos antigos normalmente consolidados, desencadeados por alterações significativas nos regimes de sedimentação e erosão, que por sua vez foram causados pela alteração do nível do mar ou migração dos canais de erosão;
- Movimentos em depósitos antigos normalmente consolidados, provocados por processos tectónicos, tais como, sismos;
- Movimentos causados por obras de engenharia tais como escavação, aterros ou alterações no regime hidráulico resultando num aumento de erosão ou de deposição.

Estes movimentos aparentam ser despoletados por três mecanismos ou forças principais de instabilidade, segundo Poulos (1988). Uma das forças que provoca instabilidades em solo submarino é a gravitacional (Poulos, 1988). Este tipo de mecanismo ocorre quando a carga sobre o fundo submarino iguala ou excede a resistência ao corte do mesmo, causando movimento súbito. Movimentos do tipo *creep* também ocorrem devido a sobrecarga gravitacional em solos coesivos, resultando num movimento lento e persistente durante um período de tempo mais longo.

Outro mecanismo importante diz respeito às forças hidráulicas (Poulos, 1988). Estas afetam o fundo em termos de instabilidade e são resultantes das correntes submarinas, marés e ondulação. Ondas de maior dimensão afetam a estabilidade através das variações de pressão que provocam junto ao fundo marinho. A amplitude e frequência da pressão produzida pela passagem das ondas dependem das propriedades do sedimento, da altura e comprimento de onda, e também da profundidade da coluna de água. Estas pressões exercidas junto ao fundo quando provocadas por ondas de tempestade podem ser suficientes para causar a rotura em sedimentos mais “brandos” até profundidades de 120m (Henkel, 1970).

As forças sísmicas são o terceiro mecanismo mencionado por Poulos (1988) e, como o próprio nome indica são induzidas por sismos. O principal efeito dos sismos na estabilidade de vertentes submarinas é o desenvolvimento de ondas horizontais no substrato rochoso subjacente aos depósitos sedimentares. A propagação vertical destas ondas até à superfície dos solos provoca tensões de corte cíclicas no próprio solo marinho. Estas podem resultar na redução da tensão entre

as partículas de sedimento que, por sua vez ou em conjunto com forças gravitacionais e hidráulicas, podem conduzir à rotura do solo.

Tal como nas áreas emersas, existe uma variedade de tipos de movimentos de vertente (por ex.: deslizamentos, fluxos, desabamentos, entre outros – Varnes (1978)), em ambiente submarino. Contudo, em termos de volume de transporte sedimentar impulsionado pela gravidade, apenas os deslizamentos (*slides*), fluxos de detritos (*debris flows*) e correntes turbidíticas fazem uma contribuição significativa (Masson et al., 2006). Alguns autores (Mulder & Cochonat, 1996; Iltad et al., 2004; Bryn et al. 2005; Masson et al., 2006) referem que por vezes os movimentos em sedimentos coesos podem evoluir, ao longo da vertente, de deslizamento para *debris flow*, e de *debris flow* para corrente turbidítica através da sua crescente desintegração e arrastamento com a água. No entanto, como Masson et al. (2006) referem, estes processos ainda não estão bem compreendidos.

8.1. Determinação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente

No geral, suscetibilidade é a probabilidade espacial de ocorrência de um determinado fenómeno numa dada área com base nos fatores condicionantes do terreno, independentemente do seu período de recorrência (Varnes, 1984; Zêzere, 2005). A suscetibilidade à ocorrência de movimentos é a propensão de um movimento ocorrer em um determinado local em função das características do terreno (Brabb, 1984; Guzzetti, 2005). Este conceito não considera quando, ou com que frequência, os movimentos ocorrem, nem mesmo a sua magnitude (Guzzetti, 2005).

Para a avaliação da suscetibilidade foi utilizada uma abordagem estatística, que é um método de cartografia indireta. Ou seja, obtém-se uma ponderação dos fatores que determinam a instabilidade a partir da sua representação cartográfica e da análise estatística das relações entre a distribuição espacial dos movimentos inventariados e os fatores condicionantes (Zêzere, 2005). Este tipo de análise pressupõe que os fatores que condicionaram a instabilidade passada e presente irão produzir os mesmos efeitos no futuro (Varnes, 1984; Carrara et al., 1999), possibilitando deste modo uma predição quantificada da suscetibilidade em áreas não instabilizadas (Aleotti & Chowdhury, 1999; Zêzere, 2005). Assim, recorreu-se a um tipo de análise estatística bivariada, o método do valor informativo (Yin & Yan, 1988).

De um modo geral, a aplicação deste método, que irá ser descrito no ponto seguinte, implica a produção de um inventário das instabilidades reconhecidas na área de estudo, identificação dos fatores de predisposição (variáveis), cruzamento do inventário de movimentos com os fatores de predisposição, produção do mapa de suscetibilidade e validação do modelo.

8.2. Método do valor informativo

O método do valor informativo (Yin & Yan, 1988) é um método estatístico que correlaciona o inventário de instabilidades com os fatores de predisposição identificados. A utilização deste método requer que cada fator seja dividido em classes, em que cada uma corresponde a uma variável (Marques et al., 2013) para que seja determinado um *score* ou pontuação de suscetibilidade para cada uma. A análise de cada fator é efetuada em base geométrica (pixéis) ou em polígonos pré-definidos, ou seja, unidades de terreno.

Assim, os *scores* do valor informativo (I_i) de cada variável (X_i) é dado segundo a fórmula (Yin & Yan, 1988):

$$I_i = \log \frac{S_i/N_i}{S/N} \quad (\text{Equação 8.1})$$

Onde S_i é o número de unidades de terreno matriciais com movimentos de vertente na variável X_i ; N_i é número de UTM com a variável X_i ; S é o número total de unidades de terreno matriciais com movimentos de vertente; N é o número total de unidades de terreno matriciais da área de estudo.

Valores negativos de I_i significam que a variável não é favorável à ocorrência de movimentos, enquanto que valores positivos de I_i indicam que existe uma relação entre a variável e a ocorrência de movimentos (Yan, 1988). Quanto maior for o valor, maior será a relação entre os dois fatores.

O valor informativo final (I_j) de cada unidade de terreno matricial é obtido pela seguinte

equação (Yin & Yan, 1988):

$$I_j = \sum_{i=1}^m X_{ij} I_i \quad (\text{Equação 8.2})$$

Onde m é o número de variáveis; e X_{ij} é igual a 0 se a variável não está presente na unidade de terreno j , ou igual 1 se a variável está presente. Logo, a suscetibilidade de uma unidade de terreno a uma ocorrência de um movimento é dado pelo valor informativo final I_j (Zêzere, 2002).

A utilização deste método permite uma avaliação simples da suscetibilidade à ocorrência de movimentos com base apenas na distribuição espacial das classes dos fatores de predisposição e da presença ou ausência de instabilidades em cada unidade de terreno (Marques et al., 2013). Como resultado final, são obtidas pontuações de suscetibilidade não só para cada classe, ou variável, mas também mesmo em unidades de terreno que ainda não foram afetadas por movimentos de vertente (Piedade, 2009; Vasconcelos, 2011).

Para este estudo, os fatores de predisposição tidos em conta foram a profundidade, o declive, a exposição das vertentes, a curvatura do fundo, o índice topográfico da humidade (TWI – *topographic wetness index*) e a cartografia dos sedimentos superficiais.

8.3. Inventário de movimentos

A inventariação dos movimentos na vertente do canhão foi realizada apenas tendo como base o MDT da batimetria. Ao todo, foram identificados 31 movimentos, assinalados na Figura 8.1 e cujas características principais estão na Tabela 8.1.

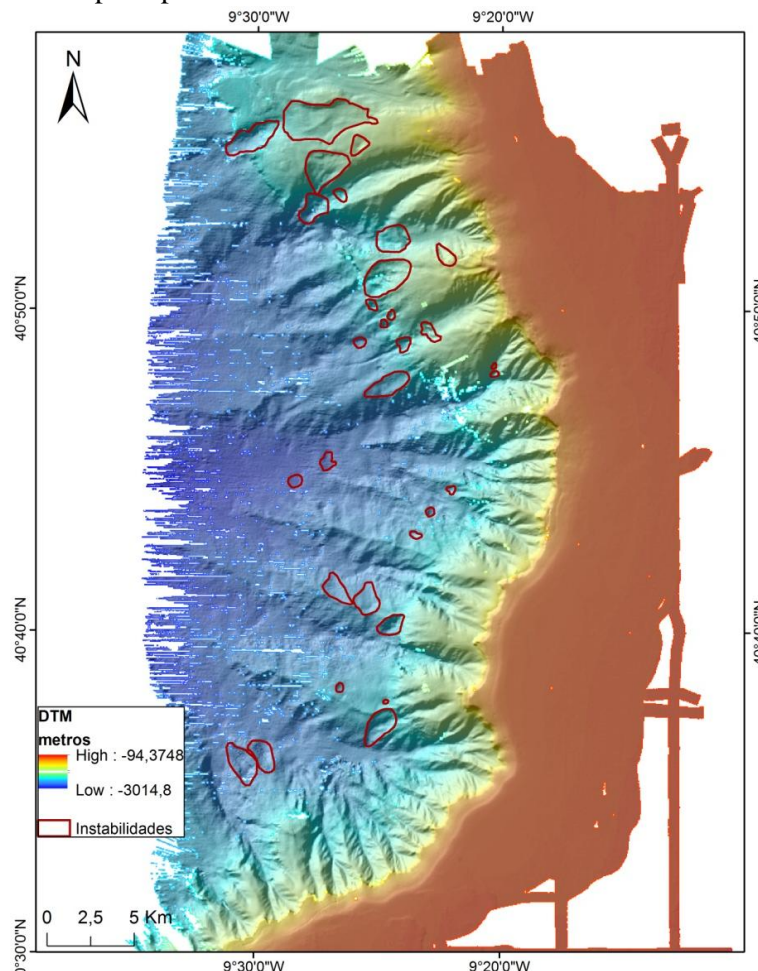


Figura 8.1 – Delimitação de áreas sujeitas a movimentos de vertente no curso superior do Canhão de Aveiro.

As aparentes instabilidades de vertente foram identificadas a partir da observação direta do

MDT da superfície de fundo, comparando com o mapa de declives e realizando alguns perfis dos movimentos. Na prática, obteve-se um levantamento expedito na medida em que, para além do MDT ter uma resolução relativamente baixa (50x50m, isto é, cada pixel tem de aresta 50 metros), podendo estar a mascarar eventuais instabilidades, esta inventariação teria de ser validada através da observação direta no terreno e/ou por comparação com outros levantamentos batimétricos da mesma área em alturas temporais diferentes.

As instabilidades observadas correspondem sobretudo a deslizamentos rotacionais (*slumps*), e fluxos gravíticos. De acordo com Varnes (1978), estes deslizamentos correspondem a uma movimentação de material que desliza ao longo de um plano de rutura curvo ou côncavo. A maioria destes movimentos provoca uma cicatriz na superfície do terreno em forma de colher devido ao seu movimento rotacional.

A Figura 8.2 mostra em pormenor dois deslizamentos rotacionais ao longo da vertente, cujo perfil está representado na Figura 8.3. A imagem da direita exemplifica bem a superfície de rutura côncava em forma de colher.

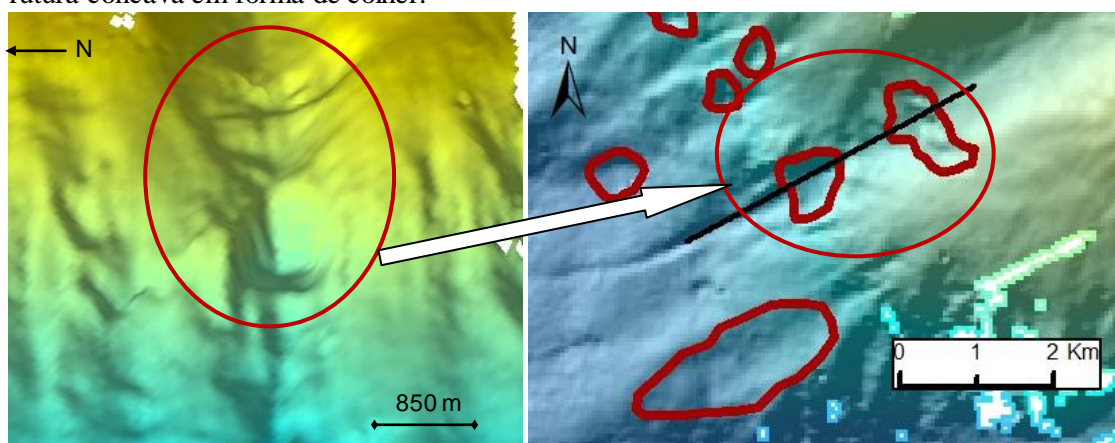


Figura 8.2 – Pormenor de um conjunto de deslizamentos rotacionais (*slumps*) ao longo da vertente em vista 3D à esquerda, e identificação dos mesmos no mapa de inventário à direita.

A realização de um perfil ao longo do movimento permite corroborar que são de facto deslizamentos do tipo rotacional (Figura 8.3). Nele observa-se o primeiro movimento a cerca dos 1200 metros de profundidade e o deslizamento maior localizado aproximadamente na batimétrica dos 1400 metros. Este produziu uma escarpa bastante verticalizada, com alteração clara no pendor da vertente, com cerca de 300 de desnível.

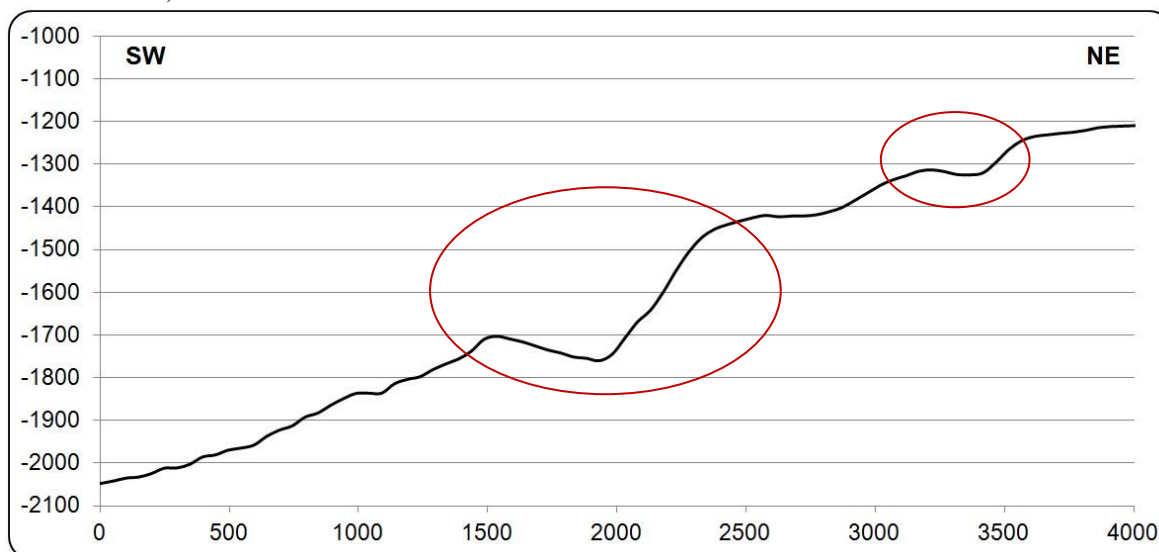


Figura 8.3 – Perfil NE-SW na vertente do canhão transversal a dois deslizamentos.

Como foi referido anteriormente, foram identificadas 31 instabilidades. Estas instabilidades totalizam cerca de 44 210Km² de área instabilizada, o que corresponde a 4,3% da

área de estudo total. De acordo com o inventário das instabilidades, representado na Figura 8.1, apesar de estarem dispersos ao longo da vertente do canhão, a maioria dos deslizamentos parece concentrar-se no sector Norte.

A Tabela 8.1 sumariza os resultados do levantamento das instabilidades:

Tabela 8.1 – Movimentos identificados na vertente do canhão a partir do MDT da batimetria.

Inst.	Área instabilizada		Área total	Inst.	Área instabilizada		Área total
	Km ²	%	%		Km ²	%	%
1	788,53	1,78%	0,08%	17	191,48	0,43%	0,02%
2	8795,72	19,90%	0,85%	18	194,56	0,44%	0,02%
3	2383,70	5,39%	0,23%	19	592,80	1,34%	0,06%
4	867,13	1,96%	0,08%	20	53,21	0,12%	0,01%
5	491,90	1,11%	0,05%	21	170,65	0,39%	0,02%
6	3247,26	7,34%	0,31%	22	450,21	1,02%	0,04%
7	696,18	1,57%	0,07%	23	1527,11	3,45%	0,15%
8	289,63	0,66%	0,03%	24	387,38	0,88%	0,04%
9	4167,93	9,43%	0,40%	25	3944,49	8,92%	0,38%
10	122,58	0,28%	0,01%	26	1802,44	4,08%	0,17%
11	65,04	0,15%	0,01%	27	2389,85	5,41%	0,23%
12	314,52	0,71%	0,03%	28	1260,74	2,85%	0,12%
13	181,31	0,41%	0,02%	29	2594,53	5,87%	0,25%
14	150,93	0,34%	0,01%	30	1805,71	4,08%	0,17%
15	2213,16	5,01%	0,21%	31	1897,36	4,29%	0,18%
16	172,55	0,39%	0,02%	TOTAL	44210,60	100%	4,3%

8.4. Fatores de predisposição

Para o presente estudo, foram utilizados 6 fatores de predisposição que se consideraram ter poder ter influência na geração de instabilidades nas vertentes do canhão (Tabela 8.2) e cuja cartografia fosse exequível face à informação de base disponível e ao contexto específico da área de estudo, em que a observação direta do terreno não é naturalmente possível. Todos estes fatores foram reclassificados em ambiente SIG, agrupando cada variável em conjuntos de pixéis que tivessem o mesmo valor. De modo a todas as superfícies geradas terem a mesma área, e consequentemente o mesmo número de pixéis optou-se por utilizar a mesma máscara em todas, não se tendo utilizado a área total do canhão mas uma área comum a todos os fatores de predisposição.

O facto de predisposição, do qual se derivou os restantes (com a exceção da cartografia dos sedimentos superficiais) foi a profundidade. O DTM da batimetria foi dividido em 9 classes de variáveis de 300 metros cada uma.

O declive, a exposição e a curvatura da superfície das vertentes foram obtidos com a ferramenta *3D Analyst* do *software ArcGIS*. O declive foi reclassificado de 5 em 5° dando origem a 11 classes, enquanto a exposição das vertentes do canhão obteve uma divisão em 9 classes, cada uma com 22,5° de azimute.

A curvatura representa a forma da superfície da vertente podendo ser côncava, retilínea e convexa. Os valores positivos indicam que a superfície do terreno é côncava, os negativos representam uma superfície convexa e valores iguais a zero correspondem a uma superfície plana (*ArcGIS help*). Deste modo, o DTM da curvatura foi reclassificado em 3 classes: côncava (valores positivos), retilínea (zero) e convexa (valores negativos).

Tabela 8.2 – Superfícies dos fatores de predisposição e respectivas classes.

Fatores de predisposição	Classes	Mapa reclassificado
Profundidade	<p>m</p> <ul style="list-style-type: none"> -2875 - -2400 -2400 - -2100 -2100 - -1800 -1800 - -1500 -1500 - -1200 -1200 - 900 -900 - -600 -600 - -300 -300 - -131 	
Declive das vertentes	<p>°</p> <ul style="list-style-type: none"> 0 - 5 5 - 10 10 - 15 15 - 20 20 - 25 25 - 30 30 - 35 35 - 40 40 - 45 45 - 50 50 - 78 	
Exposição das vertentes	<ul style="list-style-type: none"> N NE E SE S SW W NW N 	
Curvatura plana	<ul style="list-style-type: none"> Côncava Rectilínea Plana 	
TWI	<ul style="list-style-type: none"> 0 - 2,4 2,4 - 4 4 - 6 6 - 8 8 - 10 10 - 12 12 - 14 14 - 16 16 - 18 18 - 20 	
Sedimentos superficiais	<ul style="list-style-type: none"> Silte médio Silte muito fino Silte grosseiro Silte fino Rocha Areia média Areia muito fina Areia grosseira Areia fina 	

A obtenção do fator de predisposição que diz respeito ao índice topográfico da humidade (TWI) foi obtido, de forma indireta, a partir da profundidade, tendo sido necessário percorrer algumas etapas com recurso ao *software ArcGIS*. Mas antes, é necessário definir o que significa este índice. De acordo com Wilson & Gallant (2000), o TWI descreve a distribuição espacial e a

dimensão de áreas de solo saturadas e consequente potencial geração de escoamento, ligado apenas ao declive e à área de contribuição a montante de cada píxel. Este índice é calculado segundo a fórmula seguinte:

$$TWI = \ln \frac{A_s}{\tan \beta} \quad (\text{Equação 8.3})$$

Em que A_s é a área de contribuição a montante (expresso em m^2/m) e β é o declive da vertente em radianos (Beven & Kirkby, 1979; Gessler et al., 1995; Wilson & Gallant, 2000; Yang et al., 2007). É um índice que diz respeito ao fluxo de escoamento e deposição ao longo da vertente (Yang et al., 2007). Foram consideradas 8 classes de 2 em 2 valores (que são adimensionais). Valores obtidos mais elevados correspondem a zonas com maior probabilidade a haver escoamento, ou seja, áreas onde a humidade, ou quantidade de água presente no solo, será maior.

Para utilizar a cobertura sedimentar como fator de predisposição, e tendo em conta que apenas foi feita a cartografia para a plataforma envolvente à cabeceira do canhão (Figura 6.1) modelou-se, de forma muito muito expedita para a restante área, o tipo de sedimentos que se espera estar depositados na vertente. A maiores profundidades teve-se em conta os primeiros centímetros analisados das amostras verticais, pelo que não dá garantias sobre a exatidão da cartografia efetuada.

8.5. Mapa de suscetibilidade

Geradas as superfícies reclassificadas correspondentes aos fatores de predisposição, e cruzando com o inventário dos movimentos, procedeu-se ao cálculo das pontuações de valor informativo de cada uma das variáveis que os compõem. A Tabela 8.3 sumariza os resultados obtidos. As variáveis cujos *scores*, ou pontuações, apresentem valores positivos têm maior suscetibilidade à ocorrência de movimentos enquanto os valores negativos têm menor probabilidade.

Os resultados obtidos para a profundidade permitem confirmar que a área mais propensa a instabilidades situa-se entre os 900 e os 2100 metros de profundidade, ou seja, mesmo entre os dois ressaltos de declive descritos anteriormente no capítulo 5.2. Esta gama de profundidades representa também o “coração” da vertente do canhão, onde foram identificados 80% das instabilidades. Os valores mais negativos, como eram de esperar, foram registados na plataforma. No entanto, a partir da batimétrica dos 2400 metros também a probabilidade de ocorrer movimentos é menor devido à superfície mais plana da base da vertente.

Analisando os resultados obtidos para o declive das vertentes, observa-se que de um modo geral os *scores* estão distribuídos de uma maneira aproximadamente uniforme pelas várias classes. Por outras palavras, a probabilidade de ocorrência de instabilidades é praticamente idêntica ao longo da vertente. A exceção ocorre, como era de esperar na classe 0-5° que corresponde à zona da plataforma envolvente ao canhão cuja superfície é quase plana, e por consequência é onde os sedimentos aparentam um maior equilíbrio. É nas classes 10-15° e 45-50° que existe uma maior probabilidade à ocorrência de instabilidades. Ambas abarcam o intervalo de pendor onde ocorrem a primeira e a segunda rutura da vertente do canhão. Estas representam uma zona de fragilidade, com mudança brusca na inclinação das vertentes e logo serão mais propensas a movimentos. Curiosamente, por outro lado, as classes 25-30° e 30-35° obtiveram pontuações negativas. Este facto poderá ser devido às seguintes condicionantes: zona onde a superfície do fundo estará mais estável, visto este representar um intervalo de declive entre o segundo e terceiro ressalto (capítulo 5.2.); e/ou baixa resolução do MDT que não permitiu vislumbrar movimentos e inventariá-los nestes locais e inclui-los na aplicação deste método.

No que diz respeito à exposição das vertentes, constata-se que as pontuações mais elevadas foram obtidas nas classes correspondentes à orientação Sudeste e Este. As classes relativas às orientações Sul e Nordeste surgem também com *scores* consideráveis. Isto poderá ser revelador da existência de uma tendência para haver maior instabilidade nas vertentes voltadas para Este, setores onde também se encontra uma maior ocorrência de relevos em costeira (Rodrigues, 2004), formadas por erosão diferencial das camadas que compõem as unidades geológicas nas quais o canhão está assente. A alternância de camadas mais brandas com mais

resistentes favorece a formação deste tipo de relevo, e a inclinação destas para Oeste, permite a exposição das costeiras para Este. Outra das possíveis explicações reside na existência, segundo Peliz et al. (2002), de uma corrente de vertente para Norte originando instabilização de sedimentos para NE-E.

A curvatura das vertentes apresenta a classe côncava como a mais propensa a ocorrência de movimentos de vertente, enquanto a retilínea, como era de esperar, obteve um *score* negativo. Esta classe apresenta uma relação com o tipo de instabilidades que foram detetadas no presente estudo. Os movimentos do tipo rotacional, ou *slumps*, têm a característica particular de exibirem uma superfície côncava, o que vai de encontro com a pontuação obtida para esta classe.

Os resultados de valor informativo obtidos para o fator de predisposição TWI não são suficientemente conclusivos. Os *scores* que correspondem a valores mais propensos à ocorrência de movimentos dizem respeito às classes com valores menores, e as pontuações mais baixas foram obtidas nas classes que correspondem a zonas com valores mais elevados de TWI. No entanto, observando o mapa do TWI na Tabela 8.2, percebe-se que os valores mais elevados correspondem à cabeceira do canhão e ao eixo dos vales das vertentes. São estes locais morfologicamente mais planos, ou seja, com menor declive e com menor probabilidade à ocorrência de movimentos.

O último fator de predisposição analisado, sedimentos superficiais, indica que o tipo de sedimento mais propenso à ocorrência de instabilidades é o silte fino, seguido de silte médio. De facto, de acordo com o inventário de instabilidades apenas estes sedimentos registaram movimentos. Contudo, é de realçar mais uma vez que esta cartografia é apenas um esboço e foi realizada para dar suporte a este método.

Tabela 8.3 – Pontuações de valor informativo (*scores*) obtidas para cada uma das variáveis

Fatores	Variáveis (X_i)	Reclassificação	S = 17668 pixéis; N = 405714 pixéis.		
			S_i	N_i	I_i (<i>scores</i>)
Profundidade (m)	-2875 - -2400	1	1351	67236	-0,3359
	-2400 - -2100	2	1802	43209	-0,0188
	-2100 - -1800	3	3535	36300	0,3495
	-1800 - -1500	4	2943	30660	0,3433
	-1500 - -1200	5	4055	30474	0,4851
	-1200 - 900	6	3569	38720	0,3256
	-900 - -600	7	413	32789	-0,5387
	-600 - -300	8	0*	22924	-2,9997
	-300 - 0	9	0*	103402	-3,6539
Declive (°)	0-5	1	1593	126867	-0,5401
	5-10	2	4196	65889	0,1651
	10-15	3	4440	67270	0,1806
	15-20	4	3325	54280	0,1482
	20-25	5	2042	42099	0,0468
	25-30	6	939	25951	-0,0805
	30-35	7	446	11472	-0,0493
	35-40	8	257	5250	0,0508
	40-45	9	197	3078	0,1672
	45-50	10	114	1704	0,1865
	50-78	11	119	1854	0,1685
Exposição das vertentes	N	1	821	18354	0,0116
	NE	2	1024	14686	0,2044
	E	3	386	4361	0,3080
	SE	4	779	8720	0,3121

	S	5	2914	39312	0,2310
	SW	6	3745	76858	0,0488
	W	7	4253	114122	-0,0676
	NW	8	2782	97739	-0,1847
	N	9	964	31562	-0,1541
Curvatura	Concava	1	8673	146324	0,1339
	Retilínea	2	1361	112680	-0,5570
	Convexa	3	7634	146710	0,0773
TWI	2,4-4	1	67	1170	0,1189
	4-6	2	5524	99734	0,1044
	6-8	3	7588	142386	0,0877
	8-10	4	2945	90855	-0,1282
	10-12	5	1059	47571	-0,2914
	12-14	6	384	18087	-0,3120
	14-16	7	101	5165	-0,3477
	16-20	8	0*	746	-1,5121
Cartografia dos sedimentos superficiais	Rocha	0	0*	3772	-2,2160
	Areia grosseira	1	0*	8218	-2,5542
	Areia média	2	0*	45612	-3,2985
	Areia fina	3	0*	42355	-3,2663
	Areia muito fina	4	0*	9272	-2,6066
	Silte grosseiro	5	0*	392	-1,2327
	Silte médio	6	6057	107362	0,1124
	Silte fino	7	10803	125013	0,2976
	Silte muito fino	8	808	63718	-0,5358

*Assumiu-se 0,999 para evitar valores indeterminados e para prevenir um aumento excessivo do valor negativo do *score* (1) obtido.

Olhando de uma forma geral para as pontuações obtidas e representadas na Tabela 8.3, as condições mais favoráveis que poderão dar origem à ocorrência de movimentos de vertente no Canhão de Aveiro são as seguintes:

- Vertentes a profundidades superiores a 900 metros;
- Declives entre os 10 e 20° e superiores a 40°;
- Face exposta para o quadrante Este (E-SE);
- Superfície com perfil côncavo;
- Zonas com menores valores de TWI;
- Cobertura superficial composta por siltes médios a finos.

Findada esta análise, procedeu-se à projeção cartográfica do mapa de suscetibilidade (Figura 8.4). O mapa foi produzido com auxílio do *Raster Calculator* do *software ArcGis*, em que foram somadas todas as superfícies correspondentes a cada um dos fatores de predisposição com os respetivos *scores*.

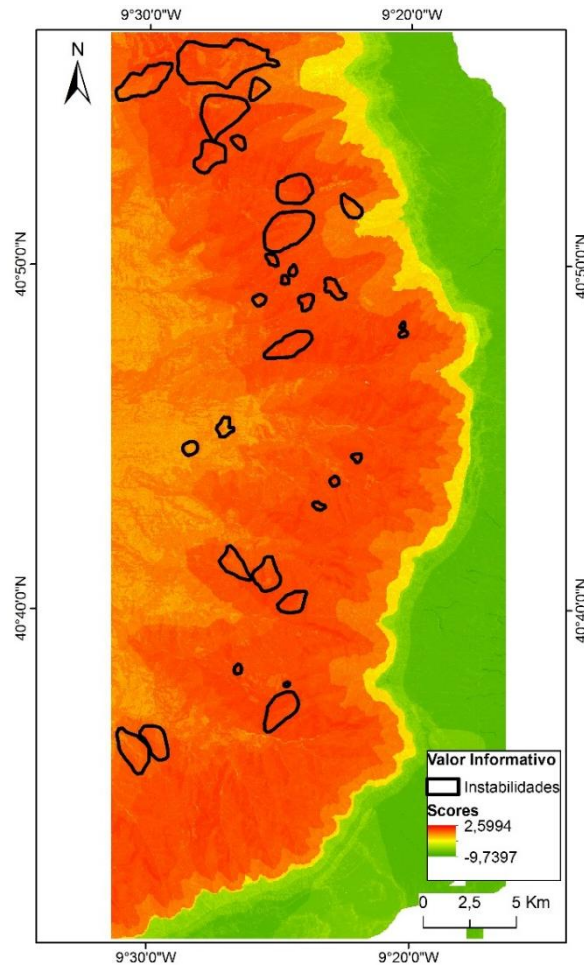


Figura 8.4 – Mapa de susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente.

Segundo esta projeção, as cores mais quentes representam as zonas mais propensas a instabilidades, enquanto os verdes assumem-se como as que estão aparentemente mais estáveis.

8.6. Validação de resultados

A obtenção dos resultados de valor informativo e consequente representação cartográfica dos mesmos necessita de uma validação de modo a conferir validade e credibilidade a este tipo de estudo. No entanto para esta etapa era necessário não só ter um inventário de instabilidades mais vasto mas também várias superfícies do fundo marinho para comparação de movimentos, de modo a obter uma maior robustez na validação do modelo.

Posto isto, foi necessário aferir a importância relativa de cada um dos fatores de predisposição e sua influência. Esta análise foi realizada através do cálculo do valor absoluto de cada *score* (I_i) obtido em cada uma das suas classes para depois calcular a média absoluta de cada fator, e da construção de uma curva de taxa de sucesso (ROC). A média do valor absoluto dos *scores* ($|I_i|$) de cada fator de predisposição foi calculada segundo a seguinte expressão:

$$|I_i| = \frac{\sum_{i=1}^n (|a_i|, \dots, |a_n|)}{n} \quad (\text{Equação 8.4})$$

Onde n corresponde ao número de classes de cada fator de predisposição; a_i ao valor absoluto da pontuação da primeira classe do fator; e a_n corresponde ao valor absoluto do *score* da última variável do mesmo fator de predisposição.

Os resultados, expressos na Tabela 8.4 indicam que com esta abordagem o fator que globalmente tem maior influência na ocorrência de instabilidades é o tipo de sedimentos que afloram à superfície, seguida da profundidade. O declive, segundo estes resultados, é o fator de

predisposição que tem menor preponderância. No entanto, estes resultados podem estar a ser influenciados pelo peso relativo do número de pixéis afetados por movimentos em cada variável em relação ao número de pixéis da área total analisada (Tabela 8.3) e sendo um valor médio, não tem em conta a importância das variáveis (classes) de cada fator de predisposição. E este é um dos principais motivos para aplicar uma validação à influência de cada fator e ao modelo final obtido.

Tabela 8.4 – Pontuações (*scores*) médias obtidas para cada fator de predisposição.

Fator de predisposição	$ \bar{I}_i $
Profundidade	1,0056
Declive	0,1621
Exposição	0,1691
Curvatura	0,2561
TWI	0,4576
Sedimentos superficiais	1,7911

Construiu-se a curva ROC (*Receiver Operating Characteristic*) confrontando os resultados da aplicação do método do modelo informativo com o inventário de instabilidades que deu origem ao modelo. Esta análise é um estudo estatístico aos resultados obtidos que visa verificar a qualidade destes, e que tem um vasto campo de aplicações, como por exemplo em medicina (Braga, 2000) ou suscetibilidade a incêndios florestais (Ferreira, 2010), não se restringindo apenas aos movimentos de vertente (Vasconcelos, 2010).

De acordo com Braga (2010), uma curva de sucesso ROC consiste numa representação gráfica da fração de verdadeiros positivos (FVP) ou *sensibilidade* no eixo das ordenadas, e da fração de falsos positivos (FFP) ou *especificidade*, no eixo das abcissas. Assim, na elaboração da curva ROC relativa ao presente estudo, a percentagem cumulativa de área suscetível à ocorrência de movimentos (área total) está projetada no eixo das abcissas (correspondendo à FFP) e a percentagem cumulativa de área instável (instabilidades) no eixo das ordenadas (correspondendo à FVP). Estes valores estão ordenados por ordem decrescente de susceptibilidade (Chung & Fabbri, 2003).

Através desta abordagem projetaram-se os *scores* de cada fator de predisposição, inclusive os obtidos do valor informativo para a área total. Em termos comparativos, das várias curvas produzidas, a que mais se aproxima do canto superior esquerdo apresentará no geral uma maior fiabilidade e melhor qualidade dos resultados (Vasconcelos, 2010).

Este facto traduzir-se-á no cálculo da área abaixo de cada uma das curvas (AAC) que é efetuado após a construção das mesmas. Basicamente, a “Área Abaixo da Curva” (AAC) indica a capacidade preditiva dos modelos em avaliação (Gorsevski et al., 2000; Bi & Bennett, 2003; Zêzere, 2005; Chung & Fabbri, 2008). A AAC obtida irá variar entre 0 a 1 (Garcia et al., 2007), e quanto mais próxima for do valor 1 melhor será a sua validação. De acordo com Guzzetti (2005), curvas que obtenham 0,80 a 0,90 de AAC deverão ser considerados aceitáveis ou bons. Contudo, para o mesmo autor, para que um modelo seja considerado válido deverá ter como AAC no mínimo de 0,75. Um valor mínimo de AAC igual a 0,50 corresponde a um modelo aleatório, sem qualquer capacidade para se ajustar aos dados de entrada.

O cálculo da AAC é realizado segundo a seguinte equação (Gorsevski et al., 2000; Garcia et al., 2007; Pereira, 2009; Piedade, 2009; Vasconcelos, 2010):

$$AAC = \sum_{i=1}^n \left[(Lsi - Li) \times \left(\frac{ai + bi}{2} \right) \right] \quad (\text{Equação 8.5})$$

Em que $Lsi - Li$ corresponde à amplitude da classe, ai ao valor da ordenada correspondente a Li e bi ao valor da ordenada correspondente a Lsi .

A curva de sucesso ROC construída com os resultados da aplicação do método do valor informativo relativo a todos os fatores de predisposição teve como área abaixo da curva (AAC) o

valor de 0,7664 (Figura 8.5). Ou seja, este é um valor que corresponde a cerca de 77% o que de acordo com a classificação de Guzzetti (2005) é um modelo considerado aceitável. Este valor significa que o presente modelo previu com sucesso 77% das ocorrências de instabilidade.

É possível verificar que no início do traçado da curva, os primeiros 5% da área suscetível correspondem a 15% dos movimentos inventariados, contudo cerca de 40% da área total já corresponde a aproximadamente 80% do inventário de instabilidades. É possível verificar que a totalidade da área instável inventariada só é justificada quando é considerada 67% da área total suscetível do modelo.

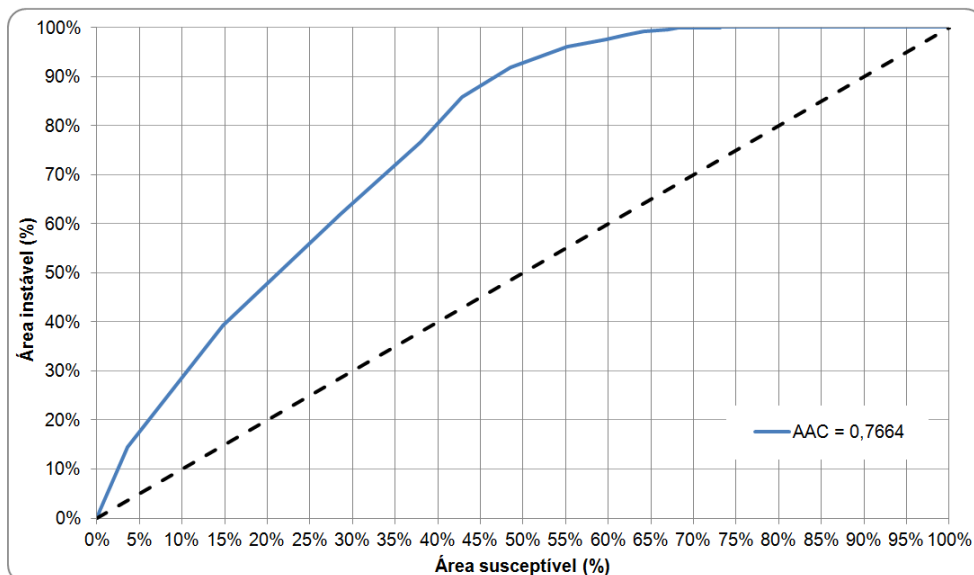


Figura 8.5 – Curva de sucesso correspondente ao valor informativo considerando os 6 fatores de predisposição.

Tendo em conta individualmente cada um dos fatores de predisposição, foi também produzida uma curva de sucesso de modo a saber qual será o mais relevante na origem de movimentos de vertente. A curva gerada e respetiva determinação da AAC permitiu fazer uma comparação com os *scores* médios absolutos obtidos anteriormente relativamente à importância de cada um dos fatores. No entanto, este método revela-se mais fiável, na medida em que o procedimento estatístico utilizado é mais robusto (Vasconcelos, 2010).

A Figura 8.6 apresenta as curvas de sucesso produzidas para cada fator de predisposição e a Tabela 8.5 as AAC's respetivas comparadas com as pontuações médias absolutas de valor informativo ($|I_i|$) obtidas anteriormente.

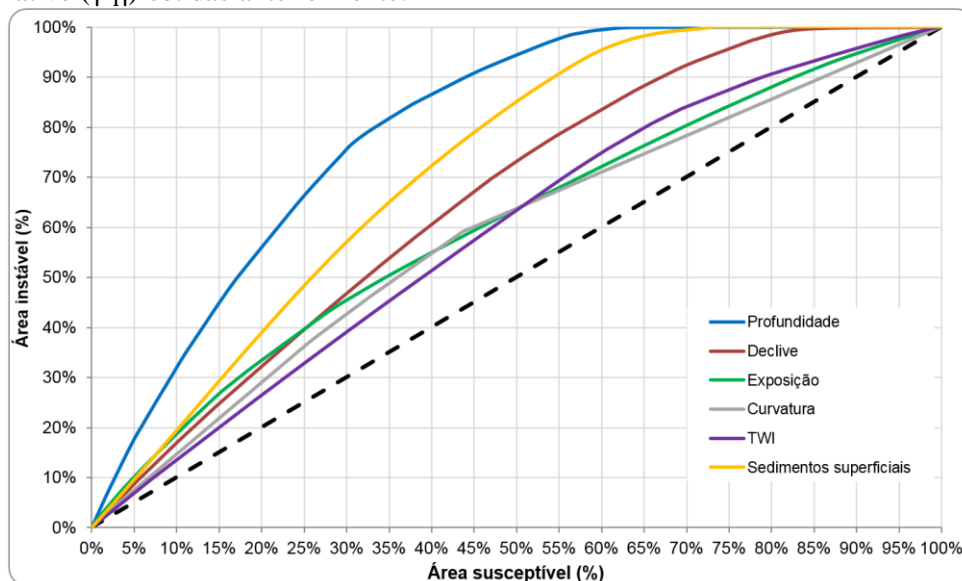


Figura 8.6 – Curvas de sucesso correspondentes a cada um dos fatores de predisposição, com base no método do valor informativo.

Tabela 8.5 – Comparação entre os scores médios obtidos e os valores de AAC para cada um dos fatores de predisposição.

Fator de predisposição	$ \bar{I}_i $	AAC	Hierarquia
Profundidade	1,0056	0,7977	1
Sedimentos superficiais	1,7911	0,7120	2
Declive	0,1621	0,6553	3
Exposição	0,1691	0,6030	4
TWI	0,4576	0,5902	5
Curvatura	0,2561	0,5838	6

De acordo com as AAC's obtidas, a profundidade assume-se como o fator mais importante na ocorrência de movimentos. O que faz sentido, porque a profundidade de um determinado setor, reflete a estrutura geológica crustal, a configuração da bacia sedimentar e, diretamente, os parâmetros morfológicos (declive, rugosidade, exposição,...), a presença/ausência de afloramentos rochosos e a distribuição dos sedimentos marinhos. Os sedimentos superficiais passam para segundo plano de acordo com o seu valor de AAC. No entanto, é o declive que comparativamente com os $|\bar{I}_i|$ calculados não apresentava muita relevância como potenciador de movimentos (0,16), mas que, com esta abordagem mais robusta, se assume como um fator com bastante (valor de cerca de 0,66 Tabela 8.5). Os restantes fatores, principalmente a curvatura e o TWI perderam importância mas a exposição mostrou ter algum relevo, apresentando-se como o 4º fator mais importante.

Com base nos resultados obtidos, e conhecendo *à priori* quais os fatores mais importantes à ocorrência de movimentos de vertente no Canhão de Aveiro, procedeu-se a uma nova modelação da suscetibilidade à semelhança do que foi feito em outros trabalhos por Zêzere et al. (2005b), Vasconcelos (2010) e Piedade et al. (2011). Foram desenvolvidos novos modelos de suscetibilidade respeitando a nova hierarquia dos fatores de predisposição obtida através da determinação das AAC's (Tabela 8.5). Foram elaborados mapas de suscetibilidades, com a adição a cada passo dos fatores mais importantes (Piedade et al., 2011), um a um, até obter o modelo ideal para este caso em estudo. Os resultados obtidos encontram-se representados na Figura 8.7 e na Tabela 8.6.

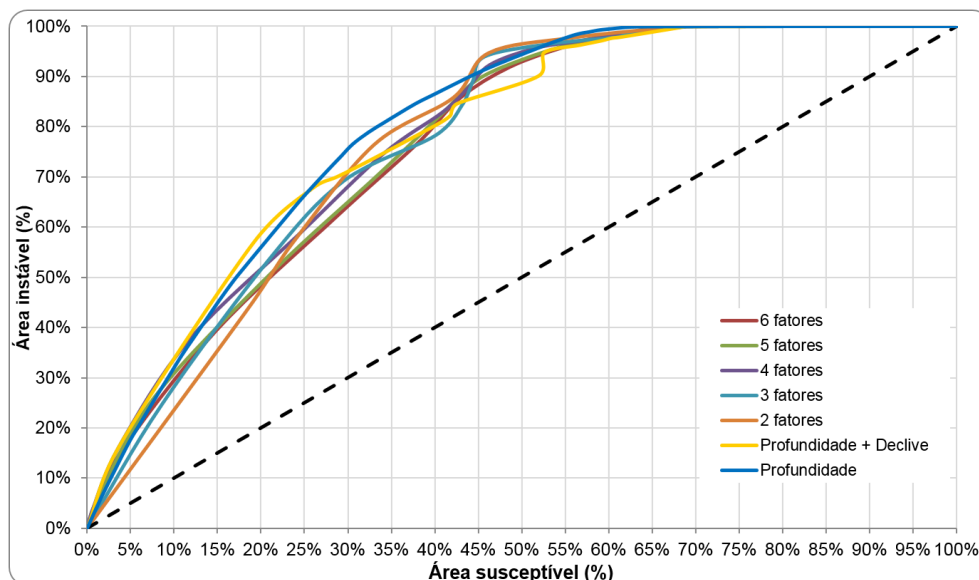


Figura 8.7 – Curvas de sucesso correspondentes aos modelos de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente, produzidas com 1 a 6 fatores de predisposição de acordo com a sua hierarquia.

Tabela 8.6 – Valores de AAC dos modelos de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente, produzidos com 1 a 6 fatores de predisposição de acordo com a sua hierarquia.

Modelo	AAC	Hierarquia
Todos os fatores (6)	0,7664	7
Profundidade; Sedimentos; Declive; Exposição; TWI (5)	0,7708	4
Profundidade; Sedimentos; Declive; Exposição (4)	0,7824	3
Profundidade; Sedimentos; Declive (3)	0,7742	5
Profundidade; Sedimentos (2)	0,7723	6
Profundidade; Declive (2)	0,7853	2
Profundidade (1)	0,7977	1

No geral, os modelos de suscetibilidade obtidos com as diferentes combinações de fatores de predisposição apresentam resultados satisfatórios, acima de 0,75. No entanto, analisando com algum cuidado os resultados, verifica-se que o modelo que considera apenas a profundidade é o que possui um valor de AAC mais elevado. Isto é devido à pouca densidade de movimentos inventariados na área de estudo. Os modelos utilizando a profundidade e o declive, e os quatro fatores mais importantes são os que apresentam de seguida, melhores resultados (0,7853 e 0,7824 respetivamente). Os restantes modelos apresentam resultados semelhantes e satisfatórios, na ordem dos 0,77.

No presente estudo, a adição de mais fatores de predisposição não corresponde necessariamente a um melhoramento do modelo de susceptibilidade. Os melhores modelos foram obtidos com um máximo de 4 fatores (profundidade, sedimentos superficiais, declive e exposição das vertentes). O incremento de mais fatores redundava na diminuição da qualidade dos modelos obtidos comprovando assim que a profundidade, o tipo de sedimento que cobre o fundo marinho e o declive são os mais importantes para a ocorrência de movimentos. Em suma, os modelos gerados revelam uma boa concordância com o inventário de instabilidades do qual foram construídos para este estudo, e os resultados obtidos na sua validação provam isso mesmo.

Na Figura 8.8 estão representados os mapas de suscetibilidades produzidos, com base no método do valor informativo, apresentando o mapa inicialmente obtido e os dois cujos valores da AAC foram os melhores. Por outras palavras, estes mapas apenas integram os fatores de predisposição mais importantes na ocorrência de movimentos. O grau de suscetibilidade foi avaliado em 5 classes baseadas na divisão por quantis: Muito baixa, Baixa, Moderada, Elevada e Muito elevada.

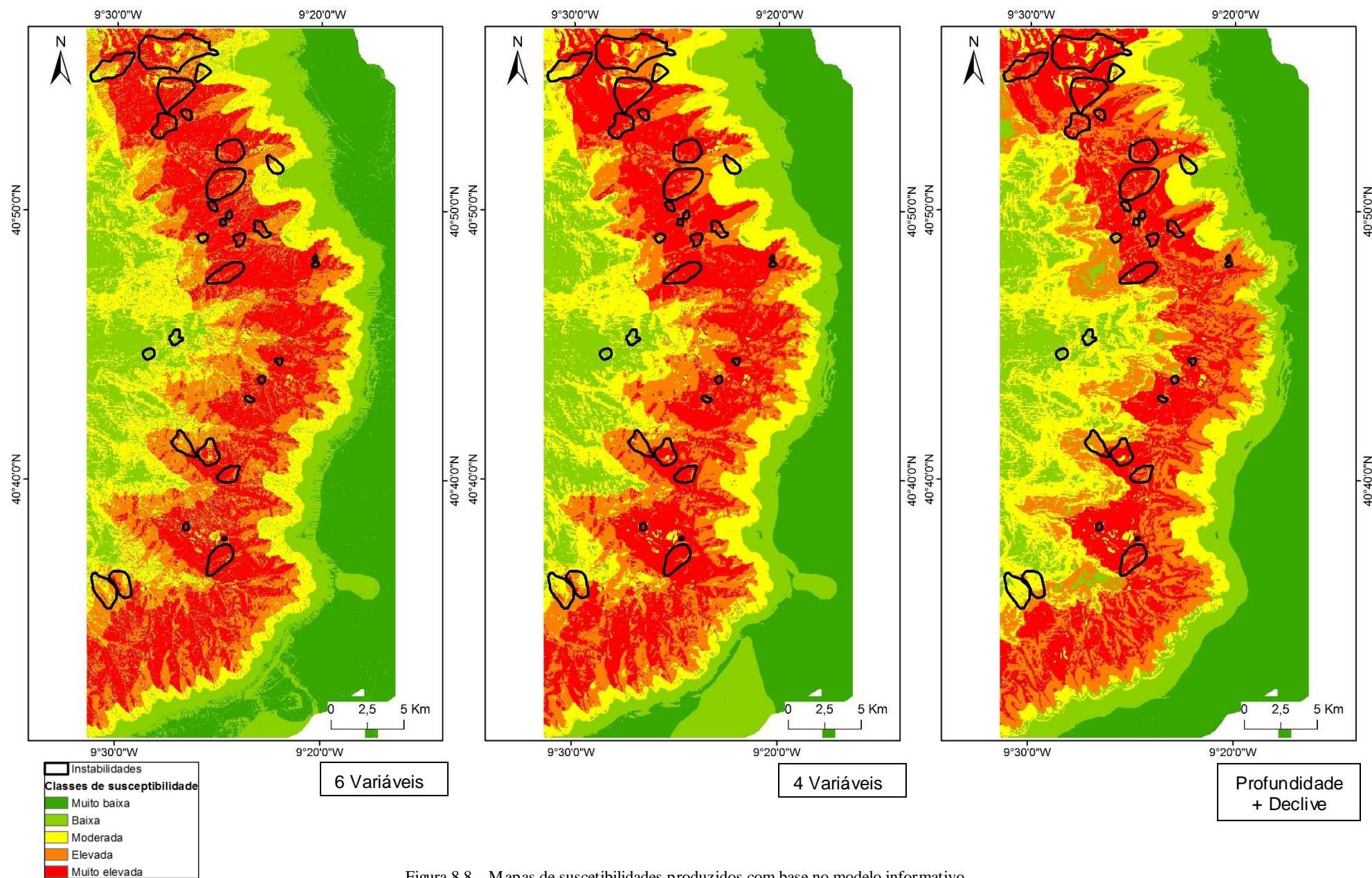


Figura 8.8 – Mapas de susceptibilidades produzidos com base no modelo informativo.

9. Discussão

A cobertura sedimentar plataforma envolvente ao Canhão de Aveiro é, no geral, grosseira dominada em termos dimensionais e composicionais por areia, chegando a atingir percentagens por volta dos 80% abaixo da batimétrica dos 300 metros (Figura 6.1 e Figura 6.8). Este facto reflete as elevadas condições hidrodinâmicas junto ao fundo, não permitindo uma maior deposição de partículas mais finas. O aumento da concentração da fração de cascalho (15% a 20%), não só junto aos afloramentos rochosos, mas a profundidades a rondar os 140/150 metros de profundidade parece registar algum tipo de controlo sobre os sedimentos mais grosseiros (Figura 6.7). Guerreiro et al. (2007) observaram com maior pormenor a mesma ocorrência do carácter grosseiro dos sedimentos (grande percentagem das frações areia e cascalho) na batimétrica dos 150 metros ao longo da plataforma continental, até ao Canhão da Nazaré. Segundo Abrantes (2005), estes são os depósitos areno-cascalhentos da plataforma externa que ocorrem entre os 100 e os 150 metros de profundidade. São caracterizados por elevadas concentrações em cascalho predominantemente biogénico, mas tendo como fração dominante a areia. A glaucónia encontra-se em quase todas as amostras (Abrantes, 2005).

A concentração mais elevada da fração silto-argilosa localiza-se sobretudo junto ao bordo da vertente, a profundidades abaixo dos 200 metros, nas extremidades do canhão – maioritariamente no sector Norte (Figura 6.9 e Figura 6.10). Às profundidades a que ocorrem, os depósitos com estas características indiciam baixas condições energéticas compatíveis com a deposição das partículas mais finas (Magalhães, 2001). Trabalhos de maior detalhe, realizados por Magalhães (2001) e Abrantes (2005), permitiram individualizar os dois depósitos sedimentares que se encontram mais perto do bordo, utilizando apenas critérios texturais na zona em estudo: 1) depósitos arenosos do bordo da plataforma e vertente continental superior, que cobrem quase toda a zona da cabeceira do canhão; 2) depósitos lodosos da vertente continental superior, localizados pontualmente junto ao bordo, com uma taxa de sedimentação à volta de 1,8mm/ano (Carvalho & Ramos, 1990).

Estudos realizados sobre a análise composicional da fração arenosa da cobertura sedimentar junto ao Canhão de Aveiro (IH, 2007; Martins et al., 2012) indicam a reduzida abundância de partículas detríticas e uma maior predominância de partículas biogénicas. As frações mais grosseiras são, no geral, constituídas por partículas glauconitizadas e por foraminíferos bentónicos fósseis, como é o caso da *Nummulitidae*, situando-se perto do bordo (IH, 2007). Segundo Magalhães (2001), a presença de glaucónia indica que se deva tratar de um depósito relíquia, com taxas de sedimentação muito baixas. As frações granulométricas médias são compostas por partículas biogénicas modernas, localizando-se ao longo dos eixos dos vales. As frações finas são constituídas por partículas terrígenas, nomeadamente o quartzo, mica e minerais pesados, encontram-se para o interior da plataforma (IH, 2007). As taxas de sedimentação das partículas recentes, compostas por quartzo variam entre 0,4 a 1,0mm/ano (Carvalho, 1990; Magalhães, 2001).

Guerreiro (2009) elaborou um estudo composicional da fração silto-argilosa que aponta para o carácter carbonatado dos sedimentos superficiais do curso superior do Canhão de Aveiro, derivado à falta de fontes sedimentares terrígenas significativas. No entanto, regista-se a presença da dolomite como segundo mineral mais abundante com uma média de cerca de 20%. A presença de quartzo, feldspato potássico e plagioclase com 8%, 7% e 7% respetivamente também são significativas (IH, 2007). Os elevados valores percentuais de dolomite resultam, presumivelmente, da dolomitização das formações carbonatadas e detríticas nas quais o canhão se encontra entalhado (IH, 2007). De acordo com Martins et al. (2012) a presença de uma maior abundância de partículas carbonatadas biogénicas em relação com a menor quantidade de partículas detríticas revela uma taxa de sedimentação reduzida neste sector da plataforma.

As características sedimentares do canhão de Aveiro não são compatíveis com o fornecimento atual de partículas arenosas e cascalhentas oriundas do continente emerso adjacente, nem com a sua constituição, nomeadamente com a presença de glaucónia. Assim sendo, a presença destas partículas terá de estar associada a processos antigos, compatíveis com a proximidade da zona litoral. Alguns autores relacionaram estas características a paleo-litorais (Dias 1987; Magalhães, 2001; Abrantes, 2005; Guerreiro et al., 2007; Martins et al., 2012).

De acordo com Dias et al. (1997) e Rodrigues (2004), em períodos em que o nível relativo

do mar se encontrava mais baixo, tal como o ocorrido durante o Último Máximo Glaciário – UMG, há 18000 anos, que corresponde à Fase I de Ruddiman & McIntyre (1981), a cabeceira do canhão estaria muito próxima da linha de costa. Dias et al. (1997) apresentaram uma curva de variação do nível médio do mar na margem continental portuguesa abrangendo os últimos 18000 anos, onde foi possível constatar que o nível do mar encontrar-se-ia a cerca de 120 a 130 metros abaixo da cota atual (Figura 9.1).

Nesta altura as condições climáticas potenciavam uma capacidade de erosão e de transporte da rede fluvial terrestre muito superior à do presente (Rodrigues, 2004). Estavam assim criadas as condições para o fornecimento e deposição de sedimentos grosseiros de origem continental junto à cabeceira do canhão e este captaria os sedimentos fluviais transportados pela rede de drenagem que, face às condições climáticas tinham uma capacidade de erosão e de transporte muito superior à presente (Rodrigues, 2004).

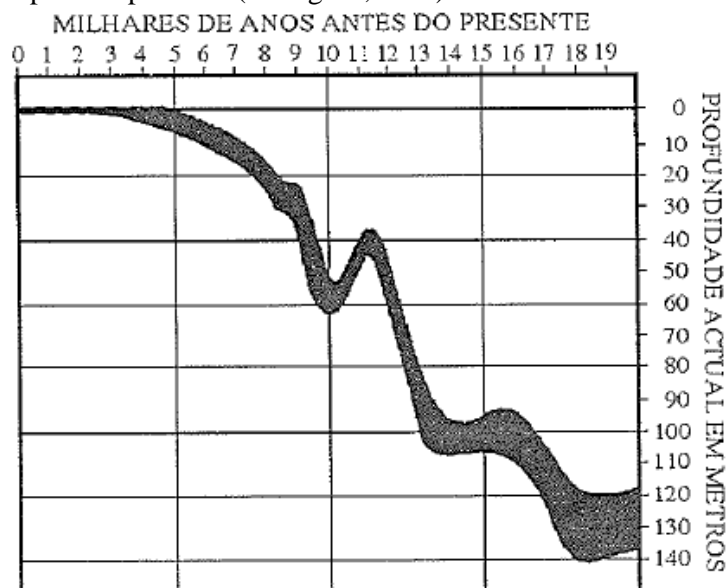


Figura 9.1 – Curva do nível médio do mar para o sector setentrional da margem continental portuguesa desde o UMG (adaptado de Dias et. al., 1997).

Com base na reconstituição paleogeográfica da rede de drenagem e do paleolitoral arenoso efetuada por aquele autor, projetou-se na mesma imagem o MDT do Canhão para se ter uma ideia do quão próximo estaria o litoral da sua vertente durante o Último Máximo Glaciário (Figura 9.2). Esta representação permite constatar a grande continuidade entre as linhas fluviais principais da altura e os principais vales do canhão.

A morfologia do fundo da cabeceira do Canhão de Aveiro reflete muito a sua composição geológico-estrutural. A estrutura da plataforma apresenta-se no geral como um monoclinal com inclinação para W afetado por várias falhas e dobras (Rodrigues, 2004). Mas à medida que se aproxima do bordo do canhão e com o aumento da profundidade começam a surgir mais condicionantes, tornando-se mais complexa a estrutura.

A presença das falhas, primeiramente identificadas por Rodrigues (2004), e depois observadas nos levantamentos de sismica mais recentes do presente trabalho, influencia diretamente não só o posicionamento do bordo da vertente do canhão mas também a plataforma a montante. As falhas F1 e F2 de direção NE-SE, e com componente de desligamento direito deslocam para NE o bordo da vertente e os afloramentos rochosos nas imediações. A conjugação do movimento vertical deste grupo de falhas provocou o abatimento do bloco central da plataforma a montante da vertente, embora não tenha expressão morfológica na superfície do fundo.

Para além destas falhas, a presença da falha do Canhão de Aveiro, com direção WNW-ESE, altera a posição do bordo do canhão de forma mais visível: a vertente que se mantinha alinhada com a direção aproximada N-S roda ligeiramente para NE-SW. A falha, à semelhança das F1 e F2, tem expressão a nível regional, mas também desloca em direção à costa os

afloramentos rochosos presentes na plataforma.

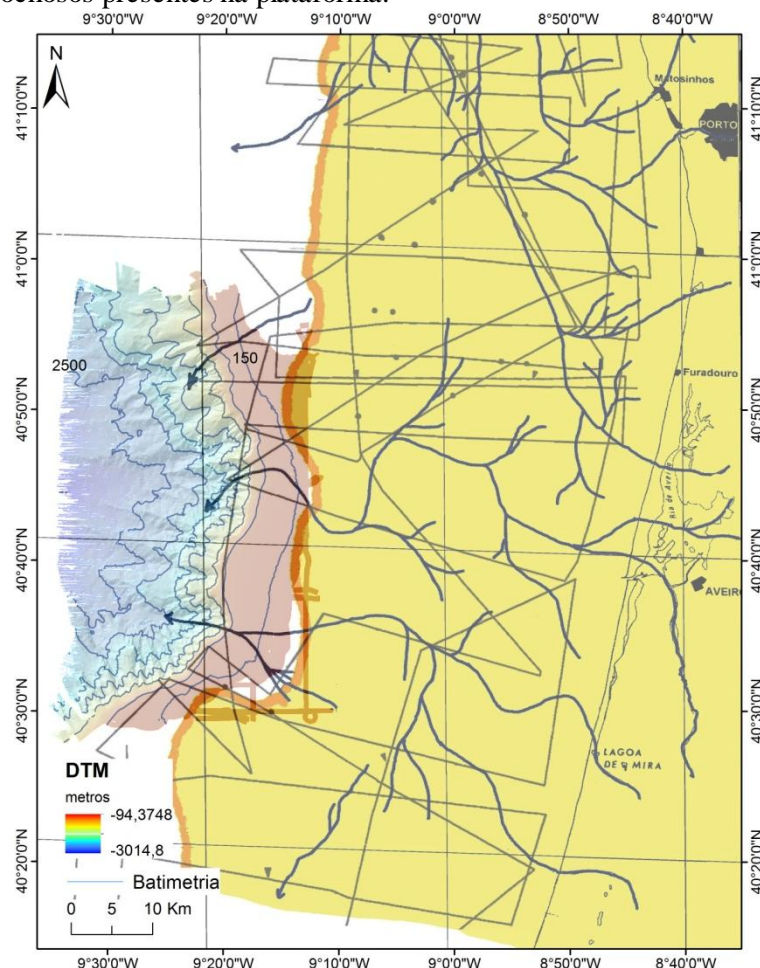


Figura 9.2 – Reconstituição paleogeográfica da rede de drenagem (linhas a azul) e do paleolitoral arenoso (linha grossa a amarelo torrado) durante o UMG (18000 anos), quando o nível médio do mar se encontrava a 120/130 metros abaixo da cota atual. (adaptado de Rodrigues, 2004).

A variação do declive ao longo da vertente não é feita de forma suave, mas bruscamente. Foi verificada a existência de três grandes ruturas ou ressaltos de pendor:

- bordo da plataforma;
- exposição das vertentes rochosas, sobretudo a Sul;
- escarpa localizada a cerca de 1400 metros de profundidade.

No entanto, no sector Norte as primeiras duas ruturas não são tão proeminentes. Isto poderá dever-se a fenómenos de erosão/acumulação diferencial ou ao controlo de estruturas geológicas que promovam vertentes com pendores mais suaves. Observando a cartografia sedimentar Figura 6.1 e distribuição granulométrica da fração silte e argila na Figura 6.9 e na Figura 6.10, rapidamente se deduz que a cobertura é silto-argilosa, pertencente ao depósito lodoso da vertente continental superior.

Com a análise dos perfis sísmicos foi possível observar que a primeira e a segunda rutura são, na maioria dos casos, condicionadas por pequenas falhas e/ou presença de camadas mais brandas das unidades que compõem o substrato, e que afetam diretamente o declive da vertente. A alternância de camadas brandas com mais resistentes das formações cenozoicas (Mougenot, 1989; Rodrigues, 2004) resulta num desgaste diferencial da vertente causado pelos agentes de erosão marinha. Este desgaste controla a localização e as diferentes inclinações das superfícies morfológicas. Esta conjugação de fatores origina também a exposição das unidades rochosas no bordo central e sul da vertente continental. E embora não tenha sido observada diretamente, a terceira rutura presente na batimétrica média dos 1400 metros terá sido também originada pelas diferentes resistências das formações aí presentes.

O relevo atual do canhão, nomeadamente a localização dos seus vales principais, também está condicionado por zonas de fraqueza tais como falhas (por ex.: Figura 7.10), ou escavamento de camadas mais brandas por correntes de fundo ou movimentos de vertente. Na verdade, estes processos são compatíveis com a alternância de ciclos sedimentares da mesma idade (Neogénico). Efetivamente, tal foi visualizado em alguns perfis sísmicos com a variação da inclinação da deposição e da espessura dos refletores internos dentro da mesma unidade (por ex.: Figura 7.4 e Figura 7.5 – U2).

Foi possível reconhecer as mesmas unidades que Rodrigues (2004) identificou e datou: a U1 corresponde à unidade sísmica de idade eocénica com inclinação aproximada para W e correspondendo a camadas detríticas; a U2 à unidade sísmica de idade neogénica, que se situa principalmente junto ao bordo da plataforma, constituído por calcários bioclásticos muito rico em foraminíferos bentónicos e planctónicos, progradante e inclinados para W; e a U3 que corresponde à cobertura sedimentar recente.

Segundo o estudo apresentado por Rodrigues (2004), a zona mais externa da plataforma continental é muito escassa em cobertura sedimentar recente, não ultrapassando os 2m de espessura. Este facto foi confirmado através dos perfis de reflexão sísmica estudados no presente estudo, os quais revelam ainda a ocorrência de zonas com cobertura sedimentar mais significativa mas constrangida a áreas protegidas da plataforma. No sector Este foi registado o valor máximo de espessura da área em estudo, com um valor da ordem dos 3,5m (Figura 7.2). Em sentido oposto, a espessura da cobertura sedimentar tende a diminuir com o aumento do declive. A realização de duas verticais amostras na vertente superior, a cerca de 750 metros de profundidade, com a não obtenção de amostra significativa corrobora este facto, razão que pode estar relacionada com a falta de estabilidade para a acumulação significativa de sedimentos, conjugado com a consequente diminuição do hidrodinamismo com o aumento da profundidade.

A análise da coluna sedimentar obtida na base da vertente do canhão, a cerca de 2600 metros de profundidade revela que a cobertura sedimentar aí presente corresponde a um silte fino argiloso composto por cerca de 60% de silte e 35% de argila.

Em termos gerais, no que diz respeito à granulometria ambas as colunas sedimentares são caracterizadas pela presença de silte fino a muito fino, com percentagens da fração silte e argila a rondar os 57% e os 37% respetivamente (Figura 7.20 e Figura 7.21). A fração areia ainda representa cerca de 6% da constituição do sedimento. Quanto à distribuição mineralógica, por ordem decrescente, a calcite é o mineral mais abundante na coluna sedimentar seguido da mica/ilite, quartzo, plagioclase, feldspato de potássio e dolomite. Estes são os minerais mais relevantes presentes nas duas amostras verticais.

Foi possível identificar na amostra C6, com base nas suas propriedades texturais, mineralógicas e geotécnicas, dois níveis cujos valores obtidos diferem, não só, da restante coluna sedimentar da C6 mas também da amostra C5 (Figura 7.20 e Figura 7.21). O primeiro nível surge entre os 35 e os 50cm de profundidade, o segundo entre os 125 e os 145cm (Figura 7.21). Estes de silte médio níveis são bastante distintos na sua composição textural: contêm fração cascalho a atingir uma percentagem de 7,7% no primeiro nível, enquanto que no segundo chega aos 2,5%. A fração arenosa também apresenta valores assinaláveis, na ordem dos 24% ultrapassando mesmo a argila no segundo nível.

De acordo com a mineralogia dos sedimentos, em ambos os níveis existe um decréscimo de calcite a contrastar com um aumento dos minerais terrígenos (quartzo, plagioclase e feldspato potássico). Por outro lado, a concentração de quartzo acompanha o aumento da granulometria e da fração areno-cascalhenta em ambos os níveis (Figura 7.21). É de salientar a presença de valores mais elevados de dolomite nestes níveis. Aquando da abertura do core, foi observada macroscopicamente a presença de foraminíferos bentónicos da espécie *Nummulitidae* no nível 125-145cm.

Em resumo, as características observadas nestes dois níveis não são compatíveis com um ambiente típico a 2500 metros de profundidade, caracterizado por baixas condições energéticas propiciando a sedimentação de partículas finas e carbonatadas. Ora, a ocorrência em particular, da fração areno-cascalhenta denuncia inequivocamente a origem alóctone deste material. A conjuntura de todos os fatores, tais como a percentagem significativa de minerais terrígenos, a ocorrência de minerais de dolomite e dos foraminíferos bentónicos *Nummulitidae*, indicam que

estes materiais foram transferidos das zonas superiores da vertente do canhão para maiores profundidades, tendo os dois acontecimentos semelhantes, mas de idades diferentes, ficando preservados na coluna sedimentar.

A transferência deste material para a base do canhão resulta da ocorrência de movimentos de massa na vertente sob a forma de, por exemplo, correntes turbidíticas. Segundo Dias (2004), as correntes turbidíticas correspondem a fluxo turbulento de água e sedimentos variados, que se comportam como um fluido cuja densidade é maior que a da água envolvente à corrente. De acordo com García et al. (2015), os sistemas turbidíticos modelam o relevo dos fundos marinhos através da sua natureza erosiva e deposicional. O mesmo autor refere que os canhões submarinos são dos relevos mais suscetíveis à erosão, em que os seus canais correspondem às principais condutas de transferência de sedimentos entre a plataforma e a planície abissal. O Canhão de Aveiro tem a característica particular de alimentar leques turbidíticos para a Planície Abissal Ibérica (Weaver et al., 2000; García et al., 2015), e onde a deposição terrígena originada pelos turbiditos se iniciou no final do Pliocénico (2,6Ma), com uma frequência de um turbidito por 3 200 anos, controlado em parte por alterações climáticas (Milkert & Weaver, 1996; García et al., 2015).

Segundo Carvalho et al. (2011), a taxa de sedimentação medida numa amostra colhida a cerca de 5000 metros de profundidade, em plena Planície Abissal Ibérica, em frente ao Canhão de Aveiro, é de cerca de 3,2cm/kano. Fazendo uma analogia com os movimentos registados nos dois níveis das amostras estudadas, temos idades na ordem dos 10000 anos para o nível de 35-50cm, e 34000 anos para o nível de 125-145cm. Contudo estes valores deverão estar a ser sobrestimados, porque a 5000 metros de profundidade estamos em plena planície abissal onde o ambiente energético é, seguramente, muito mais baixo do que na batimétrica dos 2500 metros.

Os parâmetros geotécnicos determinados para ambos os cores, demonstram que, no geral, os sedimentos presentes na coluna sedimentar tendem a ficar mais consolidados em profundidade, nomeadamente com o aumento dos valores de densidade aparente. No entanto, nenhum dos restantes parâmetros calculados mostrou uma clara tendência ao longo da coluna sedimentar para a modificação do comportamento mecânico do solo marinho que a constitui.

A resistência ao corte não drenada permitiu classificar o solo argiloso que constitui a coluna sedimentar em termos de consistência em “muito mole”. Isto vai de encontro com o índice de consistência que também classificou o solo como “muito mole”. Segundo o gráfico de plasticidade toda a coluna sedimentar da amostra C5 é classificada, segundo o Sistema Unificado de Classificação de Solos, como “siltes elásticos e inorgânicos”, bem como a grande maioria da coluna sedimentar da amostra C6. A exceção é feita nos níveis 35-40cm e 110-115cm que são consideradas “argilas inorgânicas altamente plásticas”. De acordo com o índice de liquidez, o comportamento médio de ambos os solos é “plástico”, o que entra em concordância com a classificação obtida através do Sistema Unificado de Classificação de Solos. Os valores obtidos dos limites de liquidez e de plasticidade aparentam ter alguma relação com a presença da ilite na composição dos sedimentos. Também o cálculo da atividade das argilas sugeriu isso mesmo, com resultados concordantes com a presença desse mineral de argila na composição. De facto, segundo a análise mineralógica a ilite/mica é o segundo mineral mais abundante em ambas as amostras. A determinação da atividade das argilas permitiu ainda classificá-las como “normal”. O ensaio de corte direto obteve parâmetros de coesão e de ângulo de atrito baixos, classificando o solo marinho como “muito mole a mole”.

A determinação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos na vertente do Canhão de Aveiro no presente estudo seguiu princípios metodológicos bem testados em estudos de suscetibilidade à ocorrência de instabilidades em vertentes em terra, com as necessárias adaptações ao meio marinho. Os resultados da aplicação do modelo foram validados com uma técnica estatística padrão, que correspondeu à construção de uma curva ROC.

Foi utilizado o método do valor informativo, que não é mais do que um método com base estatística que relaciona os movimentos identificados na área em estudo com fatores que podem estar associados à geração de movimentos, os chamados fatores de predisposição. O inventário de movimentos realizado permitiu verificar que estes foram sobretudo do tipo deslizamento rotacional (*slumps*). O total das instabilidades registadas ocupa uma área de cerca de 44 210Km², representando 4,3% da área de estudo. Os 6 fatores de predisposição considerados foram: a

profundidade, declive, exposição das vertentes, curvatura plana do fundo marinho, o índice topográfico de humidade e a cartografia dos sedimentos superficiais deduzida para maiores profundidades. A validação deste modelo, obteve um valor de AAC de 0,77 o que de acordo com Guzzetti (2005) é um modelo aceitável porque previu com sucesso 77% das ocorrências. Em relação à importância relativa de cada fator de predisposição, a profundidade é o mais importante, seguido da cartografia dos sedimentos superficiais. Mas se não contarmos com este último, que é apenas um esboço de cartografia, por falta de suficiente densidade espacial de informação, o declive torna-se o segundo fator mais importante na geração de movimentos. Com base na hierarquia dos fatores, foram produzidos 3 mapas de suscetibilidade com base na presença dos 6 fatores, 4 fatores e profundidade + declive. Os mapas resultantes são muito idênticos entre si.

Borrell et al. (2016) utilizou uma abordagem estatística semelhante (Método do Índice Wi bivariado) à deste estudo para avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos em toda a costa espanhola. No entanto, não calculou o peso relativo de cada um dos fatores de predisposição nem validou o modelo. Segundo a mesma autora, e à semelhança do presente estudo para Canhão de Aveiro, é necessário mais dados para melhorar a robustez da análise estatística aplicada às vertentes submarinas.

10. Considerações finais

10.1. Síntese dos resultados

O Canhão de Aveiro localiza-se no sector setentrional da plataforma continental portuguesa, e é caracterizado pela morfologia bastante ampla, em forma de anfiteatro, com cerca de 60km de comprimento, dissecada por inúmeros tributários de menores dimensões. (IH, 2008). O bordo do canhão surge aos 180m de profundidade e o canhão desenvolve-se por mais de 150km até desembocar na Planície Abissal Ibérica à profundidade de cerca de 4000m. O bordo tem uma direção aproximada N-S, apresentando-se a Sul ligeiramente rodado para NE-SW.

A cabeceira do canhão encontra-se embutida em formações progradantes cenozoicas mais recentes, constituídas por calcários bioclásticos do Eocénico e formações detríticas do Neogénico (Rodrigues, 2004). Estas unidades encontram-se expostas, principalmente no sector S do canhão, constituindo vertentes rochosas abruptas.

Através da interpolação do mapa de declives é possível identificar três ruturas ou ressaltos de declive ao longo da vertente:

- O primeiro ressalto corresponde ao bordo da plataforma e representa a transição entre uma superfície de fundo quase horizontal (plataforma) para uma inclinação com valores superiores a 5° no sector Norte e entre os 10 e os 20° no sector Sul, na batimétrica dos 170-220m;
- O segundo ressalto situa-se nos 1000m de profundidade e apresenta valores de pendor a rondar os 10-40° no sector Norte, e entre os 30-60° no sector Sul, expondo neste sector as vertentes rochosas;
- O terceiro ressalto marca o aparecimento de uma escarpa a cerca de 1400m de profundidade, com um pendor a oscilar entre os 40 e os 60°.

No geral, o declive das vertentes do canhão apresentam uma tendência para o aumento gradual do pendor da superfície para Sul. No sector Norte, a superfície de fundo das vertentes é um pouco mais suave que as vertentes situadas a Sul. Os primeiros dois ressaltos quase passam despercebidos no sector Norte. Em sentido oposto, nos sectores Central e Sul estas duas ruturas estão bem marcadas na superfície de fundo.

O mapa de exposição de vertentes permite verificar que as vertentes do canhão apresentam uma orientação preferencial para N no sector meridional e para S-SW no sector setentrional do canhão.

Existe um claro controlo estrutural na morfologia do Canhão de Aveiro evidenciado pelas seguintes características:

- As ruturas de declive denunciam a erosão diferencial das unidades expostas à superfície devido à alternância de camadas brandas com mais resistentes;
- As ruturas de declive também são controladas pela presença de falhas conforme se pôde observar na interpretação dos perfis de sísmica;
- A direção da exposição das vertentes rochosas é em função da estrutura que compõe a plataforma – monoclinal, com ligeira inclinação para W;
- A presença de 3 grandes falhas, que incluem a falha do Canhão de Aveiro, cuja magnitude da movimentação horizontal controlam a posição do bordo do canhão.

A análise da cobertura da cobertura sedimentar da cabeceira do canhão demonstra o carácter grosseiro dos sedimentos que a compõe. É constituída na sua maioria por areia média a fina, com manchas de acumulação de sedimentos mais finos na extremidade do bordo no sector Norte e no sector Sul (silte grosseiro a médio).

O carácter grosseiro dos sedimentos indica a existência de um hidrodinamismo mais elevado, que não permite a deposição de partículas mais finas. No entanto, estes níveis de energia, por si só, não são suficientes para o transporte, remobilização e deposição de partículas. A sua análise composicional revela que estes terão sido herdados de processos antigos, quando o nível médio do mar estaria mais baixo. Estas condições ocorreram no Último Máximo Glaciário, há cerca de 18000 anos, quando o nível médio do mar se encontrava 120 a 130 metros mais baixo que o atual (Dias et al., 1997; Rodrigues, 2004). O bordo do canhão e respetiva plataforma a montante estavam muito mais próximos da linha de costa, sendo afetados diretamente pela rede de drenagem, o que favorecia o transporte e deposição de sedimentos grosseiros de origem continental este local.

A espessura da cobertura sedimentar é muito reduzida (≈ 2 metros) com tendência para diminuir em direção ao bordo da plataforma. De facto, Rodrigues (2004) já tinha verificado isso mesmo e este trabalho veio apenas corroborar essa constatação: a interpretação dos perfis de sísmica conjuntamente com os valores de penetração dos *cores* permitiu chegar a essa conclusão. A reduzida espessura de cobertura sedimentar na zona envolvente e no interior do canhão, bem como o caráter erosivo da cabeceira, indicam que os processos de dinâmica sedimentar atuais se caracterizam por um *deficit* de fornecimento de partículas recentes de origem continental. Este facto, indica que os processos de dinâmica sedimentar atuais estarão a ser dominados pela transferência de partículas finas para a vertente continental, não se registando deposição significativa de sedimentos no interior do canhão.

De facto, os vestígios de escorregamentos, visíveis na morfologia, são muito reduzidos e encontram-se associados à dinâmica própria do sistema de vales do canhão. No entanto, a análise das duas amostras realizadas a 2500 metros de profundidade revelam a presença de dois níveis que podem ser originados pela movimentação gravítica de sedimentos do topo para a base da vertente, sob a forma de corrente turbidítica. Estes dois níveis diferem em termos granulométricos e texturais da restante coluna sedimentar. O primeiro situa-se entre os 35 e os 50cm, e o segundo entre os 125 e os 145cm (ambos no core C6). Estes níveis são caracterizados pela presença da fração areno-cascalhenta no sedimento conferindo um carácter mais grosseiro que a restante coluna sedimentar. No entanto, foi registado nestes níveis uma maior concentração de minerais terrígenos e de dolomite (segundo mineral mais abundante na plataforma a montante, de acordo com Guerreiro et al., 2007), bem como a presença de foraminíferos bentónicos (*Nummulitidae*) que fazem parte da composição não só das frações mais grosseiras da plataforma (IH, 2007), mas também se encontram nas formações calcárias biogénicas do Neogénico (Rodrigues, 2004). O conjunto destas características funcionam como um traçador da fonte sedimentar que, neste caso, serão os sedimentos localizados no topo da vertente.

Os ensaios geotécnicos realizados em ambas as amostras permitem concluir que os sedimentos presentes têm um comportamento plástico, que estará a ser controlado pela presença da ilite. Segundo a classificação Unificada, os solos presentes na coluna sedimentar foram classificados com “siltes elásticos e inorgânicos” e “argilas inorgânicas altamente plásticas”. Estes resultados estão de acordo com a classificação sedimentológica efetuada: silte médio a silte muito fino. A análise por difractometria de raios-x também revela a presença de mica/ilite como o segundo mineral predominante ao longo da coluna sedimentar. Ou seja, estes dois tipos de abordagem sedimentológica e geotécnica complementam-se e enriquecem o estudo dos sedimentos/solos marinhos.

A aferição da suscetibilidade à ocorrência de movimentos através do método do valor informativo obteve resultados bastante satisfatórios tendo em conta a baixa resolução dos dados nele imputados: MDT da batimetria de resolução 50x50cm, e conseqüente fraco inventário de movimentos. O mapa de suscetibilidades obtido, permite verificar que as zonas onde existe maior propensão aos movimentos de vertente situa-se aproximadamente entre os 900 e os 2000 metros e declives entre os 10° e os 15° e entre os 45° e os 50°.

Concluindo, atualmente com o bordo do canhão mais afastado da costa, os processos que modelam a sua topografia e de dinâmica sedimentar não são os mesmos que há 18 000 anos atrás, nem são tão ativos. Os movimentos de vertentes provocados por essencialmente por correntes turbidíticas, bem como a presença de correntes de *upwelling* (Haynes et al., 1993; Sousa, 1995), *downwelling* (Fiúza, 1983; Vitorino, 1989; IH, 2008) e a presença de um *eddy* anticiclónico gerado pela interação destas duas correntes (Peliz et al., 2002) ajudam a promover a transferência de sedimentos entre a plataforma e a planície abissal utilizando os vales dos canhões como condutas.

10.2. Avaliação do trabalho realizado e perspetiva de desenvolvimento futuro

No geral, os objetivos propostos inicialmente foram atingidos, na medida em que foi efetuada uma descrição pormenorizada do curso superior do Canhão de Aveiro e plataforma adjacente em termos sedimentares, geomorfológicos e geológicos.

É um estudo que conjuga dados de diferentes metodologias e origens, que, de forma integrada se complementam entre si e permitiram avançar no estudo de processos sedimentares do

bordo da plataforma na adjacência a cânhões submarinos. Na verdade, e tendo em conta que os dados foram adquiridos com outros propósitos, foi possível apresentar uma primeira avaliação da ocorrência de instabilidades no curso superior do Cânhão de Aveiro.

Não obstante, identificaram-se aspetos que podem melhorar e reforçar as observações realizadas, nomeadamente os mecanismos oceanográficos que promovem esforços no fundo marinho e a sismicidade normal da margem oeste-ibérica que, sem dúvida, poderá promover mecanismos de instabilidade de vertentes. Outro aspeto a incluir em futuros trabalhos, diz respeito à extensão e resolução da informação batimétrica processada, por forma a estender este estudo aos cursos inferiores da margem e alimentar o pormenor da interpretação geomorfológica e geológica. Por último, o número de amostras verticais, e análises geotécnicas e sedimentares, revelou-se insuficiente para caracterizar totalmente a dinâmica deste tipo de processos que ocorrem no ambiente marinho e que são responsáveis por eventos, muitas vezes, catastróficos.

11. Referências bibliográficas

- Abrantes, I. (2005) – *Os sedimentos superficiais da margem continental, sector Espinho-Cabo Mondego: a utilização das frações finas como traçadores de dinâmica sedimentar actual*. Dissertação para obtenção do grau Doutorado, Faculdade de Ciências da Universidade de Aveiro. 239 p (não publicado).
- Aleotti, P.; Chowdhury, R., (1999) – Landslide hazard assessment: Summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. Vol. 58: pp. 21-44.
- Bi, J.; Bennett, K. P. (2003) – Regression Error Characteristic Curves. *Proceedings of the Twentieth International Conference on Machine Learning*. ICML, 2003, Washington D.C.
- Beven, K. J.; Kirkby, M. J. (1979) – A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24.
- Borrell, N.; Somoza, L.; León, R.; et al. (2016) – GIS Catalogue of Submarine Landslides in the Spanish Continental Shelf: Potential and Difficulties for Susceptibility Assessment. Submarine Mass Movements and their consequences. *Advances in Natural and Technological Hazards Research 41*. Springer International Publishing Switzerland. pp 499-508.
- Bowles, J. E. (1979) – *Physical and Geotechnical Properties of Soils*. McGraw-Hill, 478 p.
- Brabb, E.E. (1984) – Innovative approaches to landslide hazard mapping. *Proceedings 4th International Symposium on Landslides*, Toronto, 1.
- Braga, A. C. S. B. (2000) – *Curvas ROC: Aspectos Funcionais e Aplicações*. Dissertação para obtenção do grau de Doutorado, Universidade do Minho, Braga, 243 p (não publicado).
- Bryn, P.; Berg, K.; Forsberg, C. F.; Solheim, A.; Kvalstad, T. J. (2005) – Explaining the Storegga slide. *Marine and Petroleum Geology* 22, 11–19.
- Cabral, J.; Ribeiro, A. (1989) – *Nota explicativa da Carta Neotectónica de Portugal Continental*. Escala 1:1 000 000. Serviços Geológicos de Portugal.
- Cabral, J. (1993) – *Neotectónica de Portugal Continental*. Dissertação para obtenção do grau, Universidade de Lisboa, 345 p. (não publicado).
- Carrara, A.; Guzzetti, F.; Cardinali, M.; Reichenback, P. (1999) – Use of GIS technology in the prediction and monitoring of landslide hazard. *Natural Hazards* 20, 117-135.
- Carvalho P. C.; Oliveira, J. M.; Soares, A. M. M. (2011) – Sediment accumulation and bioturbation rates in the deep Northeast Atlantic determined by radiometric techniques. *ICES Journal of Marine Science*. 68 (3), 427-435.
- Carvalho, F. P.; Ramos, L.A. (1990). – Lead-210 chronology in marine sediments from the Northern continental margin of Portugal. *2º Congresso Qualidade do Ambiente*, A143-A151.
- Costa, M.; Silva, R.; Vitorino, J. (2001) – *Contribuição para o estudo do clima de agitação marítima na costa Portuguesa*, Instituto Hidrográfico, 20 p.
- Chung, C.-J.; Fabbri, A. G. (2003) – Validation of Spatial Prediction Models for Landslide Hazard Mapping. *Natural Hazards* 30 (3), 451-472.
- Chung, C.-J.; Fabbri, A. G. (2008) – Predicting landslides for risk analysis — Spatial models tested by a cross-validation technique. *Geomorphology*, 94 (3–4), 438-452.
- Das, Braja M. (2011) – *Principles of Geotechnical Engineering*. 7th edition, Cengage Learning, USA, 816 p.
- Dearing, J. (1994) – *Environmental Magnetic Susceptibility – Using the Bartington MS2 System*. Bartington Instruments Limited. Witney, Oxford, England.
- Dias, J. M. A. (1987) – *Dinâmica sedimentar e evolução recente da plataforma continental setentrional*. Dissertação para obtenção do grau de Doutorado. Universidade de Lisboa, Lisboa. 384 p. (não publicado).
- Dias, J. M. A. (2004) – *A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos (Uma Introdução à Oceanografia Geológica)*. Ebook: http://w3.uaig.pt/~jdias/JAD/eb_Sediment.html
- Dias J. M. A. (2004) – *Correntes turbidíticas*. Faro. Ebook: <http://w3.uaig.pt/~jdias/JAD/ebooks/Turbiditos.pdf>
- Dias, J. M. A.; Rodrigues, A.; Magalhães, F. (1997) – Evolução da linha de costa, em Portugal, desde o último máximo glaciário até à actualidade: Síntese dos conhecimentos. *APEQ Lisboa*, 53-66.

- Ferreira, A. R. R. (2010) – *Sistema de Informação Geográfica e Susceptibilidade a Incêndio Florestal – Análise de Metodologias em Ambiente SIG*. Dissertação de Mestrado em Sistemas de Informação Geográfica e Ordenamento do Território. Faculdade de Letras, Universidade do Porto, 110 p. (não publicado).
- Fernandes, M. Matos (1994) – *Mecânica dos Solos, I Volume*. FEUP.
- Fiúza, A. F. G. (1983) – Upwelling patterns off Portugal. In Coastal upwelling: its sediment record (pp. 85–98) – *New York: Plenum Press*.
- Folk, R. L. (1974) – *The petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, 182 pp.
- Folque, J. (1991). – Um esboço da história da Mecânica dos Solos. *Revista da Sociedade Portuguesa de Geotecnia* n.º 63, pp. 1-9.
- García, M.; Ercilla, G.; Alonso, B.; Estrada, F.; Jané, G.; Mena, A.; Álvés, T.; Juan, C. (2015) – Deep-water turbidite systems: a review of their elements, sedimentary processes and depositional models. Their characteristics on the Iberian margins. *Boletín Geológico y Minero*, 126 (2-3): 189-218 p.
- Garcia, R. A. C.; Zêzere, J. L.; Cruz de Oliveira S. (2007) – A importância do processo de classificação de dados na cartografia: um exemplo na cartografia de susceptibilidade a movimentos de vertente. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Volume V, APGeom*, Lisboa, 2007, pp. 265-279.
- Gessler, P. E.; Moore, I. D.; McKenzie, N. J.; Ryan, P. J. (1995) – Soil-landscape modeling and spatial prediction of soil attributes. *International Journal of GIS* 9.
- Guerreiro, C.; Oliveira, A.; Rodrigues, A. (2009) – Shelf-break canyons versus “Gouf” canyons: a comparative study based on the silt-clay mineralogy of bottom sediments from Oporto, Aveiro and Nazaré submarine canyons (NW off Portugal). *Journal of Coastal Research, SI 56 (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium)*. Lisbon, Portugal.
- Guerreiro, C.; Rodrigues, A.; Duarte, J.; Oliveira, A.; Taborda, R. (2007) – Bottom Sediment Signature Associated With The Oporto, Aveiro And Nazaré Submarine Canyons (NW Off Portugal). *Thalassas, An International Journal of Marine Sciences*. p. 9-18.
- Guerreiro, C.; Rodrigues, A.; Duarte, J.; Taborda, R. (2006) – Os Enigmáticos Canhões Submarinos da Plataforma Continental Portuguesa. *Anais do Instituto Hidrográfico*.
- Gorsevski, P. V.; Gessler, P. E.; Foltz, R. B. (2000) – Spatial prediction of landslide hazard using logistic regression and GIS. In: *Proceedings 4th International Conference on Integrating GIS and Environmental Modelling*, Alberta, Canada.
- Guzzetti, F. (2005) – *Landslide hazard and risk assessment*. PhD Thesis. University of Bonn.
- Haynes, R.; Barton, E. D.; Pilling, I. (1993) – Development, persistence and variability of upwelling filaments off the Atlantic coast of the Iberian peninsula. *Journal of Geophysical Research* 98, pp. 22681– 22692.
- Hulsemann, J. (1966) – On the routine analysis of carbonates in unconsolidated carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 622-625.
- Ilstad, T.; Elverhøi, A.; Issler, D.; Marr, J. G. (2004) – Subaqueous debris flow behaviour and its dependence on the sand/clay ratio: a laboratory study using particle tracking. *Marine Geology*, 213, 415–418.
- Instituto Hidrográfico (2008) – *Relatório de final de trabalhos: Condutas Sedimentares Profundas da Margem Oeste Portuguesa (3º relatório de execução)*. Instituto Hidrográfico – Divisão de Geologia Marinha, Lisboa.
- Instituto Hidrográfico (2010) – *Sedimentos superficiais da plataforma continental*. Folha SED2 (Espinho ao Cabo Mondego), esc. 1:150 000, 1ª Edição.
- Instituto Hidrográfico (2015) – *Roteiro da costa de Portugal Continental – Do Rio Minho ao Cabo Carvoeiro. 4ª edição*. Lisboa, Portugal.
- Krumbein, W. C. (1934) – Size frequency distributions of sediments. *Journal Sedimentary Petrology*, Vol. 4, Nº 2, pp. 65-77
- Lapa, N.; Rodrigues, A.; Marques, F. M. S. F. (2016) – Análise morfo-sedimentar da cabeceira do canhão de Aveiro. *4ª Jornadas de Engenharia Hidrográfica*. Lisboa.
- Lopes, I. M. F. (2001) – *Avaliação das condições geológicas e geotécnicas para a*

caracterização do risco sísmico aplicada à colina do Castelo de S. Jorge. Dissertação para obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada, na especialidade de Geotecnia. Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa. 238 p.

Magalhães, F. (2001) – *Os Sedimentos da Plataforma Continental Portuguesa: contrastes espaciais, perspectiva temporal, potencialidades económicas*. Dissertação para obtenção do grau de Doutoramento em Geologia na especialidade de Sedimentologia. Universidade de Lisboa. Documentos Técnicos do IH, 34. 287 pp.

Martins, V.; Abrantes, I.; Grangeia, C.; Martins, P.; Nagai, R.; Sousa, S. H. M.; Laut, L. L. M.; Dias, J. M. A.; Dias, J. M.; Silva, E. F.; Rocha, F. (2012) - Records of sedimentary dynamics in the continental shelf and upper slope between Aveiro–Espinho (N Portugal). *Journal of Marine Systems* 96-97 (2012). 48-60 p.

Marques, F. M. S. F. (2014*) – *Geologia de Engenharia II: Aplicações. Estabilidade de vertentes e taludes 2014/2015, Aulas teóricas. Textos não publicado*. Faculdade de Ciências – Universidade de Lisboa.

Marques, F. M. S. F.; Matilde R.; Redweik, P. (2013) – Sea cliff instability susceptibility at regional scale: a statistically based assessment in the southern Algarve, Portugal. *Natural Hazards and Earth System Science*, 13, p. 3185-3203.

Masson, D. G.; Harbitz, C. B.; Wynn, R. B.; Pedersen, G.; Løvholt, F. (2006) – Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of The Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 364 (1845): 2009-39 – September 2006.

Milkert, D.; Weaver, P. P. E., (1996) – Pleistocene and Pliocene turbidites from the Iberia Abyssal Plain drilled during ODP Leg 149. *Proceedings of the ODP Initial Reports*, 149, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 281-294 p.

Mitchell, J. K. (1993) – *Fundamentals of soil behavior*, 2nd ed., John Wiley, New York, 437p.

Mougenot, D. (1989) – *Geologia da margem Portuguesa*. Dissertação para obtenção do grau de Doutoramento. Documentos Técnicos, Instituto Hidrográfico, 32, 259pp.

Mulder, T.; Cochonat, P. (1996) – Classification of offshore mass movements. *J. Sed. Res.* 66, 43–57.

Mullenbach, B.; Nittrouer, C. (2000) – Rapid deposition of fluvial sediment in the Eel Canyon, northern California. *Continental Shelf Research* 20: pp. 2191-2212.

Peliz, A.; Rosa, T.; Santos, A.; Pissarra, J. (2002) – Fronts, jets, and counter-f lows in the Western Iberian upwelling system. *Journal of Marine Systems* 35: pp. 61– 77.

Pereira, S. (2009) – *Perigosidade a Movimentos de Vertente na Região Norte de Portugal*. Dissertação para obtenção do grau de Doutoramento, Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Porto.

Piedade, A. (2009) – *Modelação espacial em Sistemas de Informação Geográfica da susceptibilidade a deslizamentos na área de Lousa-Loures*. Dissertação de Mestrado. Faculdade de Ciências Sociais e Humanas, Universidade Nova de Lisboa, 114 pp.

Piedade, A.; Zêzere, J. L.; Garcia, R. A. C.; Oliveira, S. C. (2011) – Modelos de susceptibilidade a deslizamentos superficiais translacionais na região a Norte de Lisboa. *Finisterra* XLVI, 91, pp 9-26.

Puiget, P.; Ogston, A.; Mullenbach, B.; Nittrouer, C.; Sternberg, R. (2003) – Shelf-to-canyon sediment transport processes on the Eel continental margin (northern California). *Marine Geology* 193: pp. 129-149.

Rodrigues, A. (2004) – *Tectono-Estratigrafia da Plataforma Continental Setentrional Portuguesa*. Dissertação para obtenção do grau Doutoramento, Faculdade de Ciências da Univ. Lisboa, 244 pp. (não publicado).

Ruddiman, W. F.; McIntyre, A. (1981) – The North Atlantic ocean during the last deglaciation. *Paleogeogr. Paleoclim. Paleocol.*, 35, 145-214.

Salas, J. A. J.; Alpañes, J. L. J. (1971) – *Geotecnia y cimientos I – Propriedades de los suelos y de las rocas*. Ed. Rueda, 422 p.

Shepard, F. P., (1954) – Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 24, pp. 151-158.

- Skempton, A. W. (1953) – The colloidal “activity” of clays. *Proc. 3rd Int. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Zurich, Vol. 1, pp. 55-61.
- Stigter, H.; Boer, W.; Mendes, P.; Jesus, C.; Thomsen, L.; Van den Bergh, G.; Van Weering, T. (2007) – Recent sediment transport and deposition in the Nazaré Canyon, Portuguese continental margin. *Marine Geology* (256): pp.144 – 164
- Sousa, F. (1995) – *Processos de Mesoescala ao Largo da Costa Portuguesa Utilizando Dados de Satélite e Observações in-situ*. Dissertação para obtenção do grau Doutorado, Universidade de Lisboa, Portugal, 167 pp (não publicado).
- Sousa, P. (2011) – *Limite de liquidez – Correlações entre os métodos de fall-cone e da concha de Casagrande*. Dissertação para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Geológica (Geotecnia), Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, 111 p. (não publicado).
- Terzaghi, K.; Peck, R. B. (1967) – *Soil Mechanics in Engineering Practice*, Second Edition. John Wiley & Sons, New York, 729 p.
- Taborda, R. (1999) – *Modelação da dinâmica sedimentar na plataforma continental portuguesa*. Dissertação para obtenção do grau Doutorado, Universidade de Lisboa, 366 pp. (não publicado).
- Vanney, J.; Mougenot, D. (1981) – La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: Analyse Geomorphologique. *Memórias dos Serviços. Geológicos de Portugal*, 28, Lisboa, 145 pp.
- Vasconcelos, M. A. (2011) – *Cartografia de susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente em contexto urbano: o concelho de Lisboa*. Dissertação de Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território. Universidade de Lisboa, 212 pp. (não publicado).
- Varnes, D., J., (1978) – Slope Movement Types and Processes. In: *Schuster, R. and Krizek, R. (Eds), Landslides, Analysis and Control. Special Report 176*, Transportation Research Board, National Academy of Science, Washington D.C.
- Varnes, D., J., (1984) – Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. *United Nations Educational Scientific and Cultural Organization*. UNESCO. Paris.
- Vitorino, J. (1989). Circulação residual ao largo da costa NW de Portugal durante o afloramento de 1987. *Anais Instituto Hidrográfico, Vol. 10*, pp. 25 – 37.
- Vitorino, J.; Oliveira, A.; Jouanneau, J. M.; Drago, T. (2002)a – Winter dynamics on the northern Portuguese shelf. Part 2: bottom boundary layers and sediment dispersal. *Progress in Oceanography*, 52, pp. 155-170.
- Vryhof anchors. (2010) – *Anchor Manual 2010 – The Guide to Anchoring. (4rd ed.)*. Yssel, The Netherlands. http://www.vryhof.com/anchor_manual.pdf
- Weaver, P. P. E.; Wynn, R. B.; Kenyon, N. H.; Evans, J. (2000) – Continental margin sedimentation, with special reference to the north-east Atlantic margin. *Sedimentology Vol. 47*, 239–256 p.
- Wilson, J.; Gallant, J. (2000) – *Terrain Analysis: Principles and Applications*, John Wiley & Sons. New York.
- Yan, T. Z. (1988) – Recent advances of quantitative prognoses of landslide in China. In Bonnard, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides*, Lausanne, 1988, 2, Balkema, Rotterdam, 1263–1268.
- Yang, X; Chapman, G. A.; Gray, J. M.; Young, M. A. (2007) – Delineating soil landscape facets from digital elevation models using compound topographic index in a geographic information system. *Australian Journal of Soil Research*. CSIRO Publishing.
- Yin, K. L.; Yan, T. Z. (1988) – Statistical prediction models for slope instability of metamorphosed rocks. In Bonnard, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides*, 2, Balkema, Rotterdam, 1269–1272.
- Zêzere, J. L. (2002) – Landslide susceptibility assessment considering landslide typology. A case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Sciences* (2002) 2, European Geophysical Society, 73-82.
- Zêzere, J. L. (2005) – *Dinâmica de vertentes e risco geomorfológico*. Centro de Estudos Geográficos, Área de Geografia Física e Ambiente. Relatório N.º41, Lisboa.
- Zêzere, J. L.; Garcia, R., A., C.; Cruz de Oliveira, S.; Reis, E., (2005b) – Análise Sensitiva

na Avaliação da Suscetibilidade a Deslizamentos na Região a Norte de Lisboa. *Actas do X Colóquio Ibérico de Geografia*, Universidade de Évora, pp. 15.

Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman J. (1992) – *Minerais constituintes das rochas, Uma introdução, 2ª edição*. Serviço de Educação e Bolsas, Fundação Calouste Gulbenkian, 724 p.

NORMAS INTERNACIONAIS, NACIONAIS E INTERNAS

British Standard BS 1377-2 (1990) – Methods of test for Soils for civil engineering purposes – Part 2: Classification tests. British Standard Institution, London, UK.

British Standard BS 1377-7 (1990) – Methods of test for soils for civil engineering purposes – Shear strength tests (total stress). British Standard Institution, London, UK.

ISO/TS 13320:2009 (2009) – Particle size analysis – Laser diffraction methods.

ISO/TS 17892-1:2014 (2014) – Geotechnical investigation and testing – Laboratory testing of soil – Part1: Determination of water content.

ISO/TS 17892-2:2004 (2004) – Geotechnical investigation and testing – Laboratory testing of soil – Part2: Determination of density of fine-grained soil.

ISO/TS 17892-3:2015 (2015) – Geotechnical investigation and testing – Laboratory testing of soil – Part3: Determination of particle density.

ISO/TS 17892-6:2004 (2004) – Geotechnical investigation and testing – Laboratory testing of soil – Part6: Fall cone test.

NT.LB.22 v01.01 (2015) – Análise Granulométrica. Método de Peneiração. Instituto Hidrográfico.

NT.LB.23 v02.02 (2015) – Análise Granulométrica. Método de Difração Laser. Instituto Hidrográfico.

NT.LB 29 v02.00 (2016) - Determinação de Carbono Inorgânico Total - Espectrometria de Absorção de IV em sedimentos. Instituto Hidrográfico.

SITES

<http://www.appliedacoustics.com>

<http://portal.emodnet-bathymetry.eu/>

<http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/manage-data/raster-and-images/curvature-function.htm>

ANEXOS

CLASSIFICAÇÃO DOS SEDIMENTOS DO CORE C5

CLASSIFICAÇÃO DOS SEDIMENTOS DO CORE C6

ESCALA GRANULOMÉTRICA DE WENTWORTH (1922) MODIFICADA EM DIAS (2004)

PARÂMETROS ESTATÍSTICOS – TABELAS CLASSIFICATIVAS (FOLK, 1974)

CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DE SHEPARD (1954)

SISTEMA UNIFICADO DE CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS

Classificação dos sedimentos do core C5

Comp. (cm)	Classificação Textural Sheppard (1954)	Classificação Granulométrica Wentworth (1922)	Sistema Unificado de Classificação de Solos	Descrição macroscópica
0	Silte Argiloso	Silte muito fino	MH Siltos elásticos e inorgânicos	Lodo de cor castanha
5				
10				
15				
20				
25	Silte Argiloso	Silte muito fino	MH Siltos elásticos e inorgânicos	Lodo de cor castanha
30				
35				
40				
45				
50				
55				
60				
65				
70				
75				Argila branca consolidada

Classificação dos sedimentos do core C6

Comp. (cm)	Classificação Textural Sheppard (1954)	Classificação Granulométrica Wentworth (1922)	Sistema Unificado de Classificação de Solos	Descrição macroscópica
0	Silte Argiloso	Silte muito fino	MH Siltos elásticos e inorgânicos	Lodo de cor cinza
5		Silte fino		
10		Silte muito fino		
15		Silte fino	CH	
20	Silte Argiloso	Silte médio	MH Siltos elásticos e inorgânicos	Lodo arenoso
25		Silte fino		
30		Silte muito fino		
35		Silte médio		
40	Silte Argiloso	Silte muito fino	MH Siltos elásticos e inorgânicos	Lodo de cor cinza
45		Silte fino		
50		Silte muito fino		
55		Silte médio		
60	Silte Argiloso	Silte muito fino	MH Siltos elásticos e inorgânicos	Lodo de cor cinza
65		Silte fino		
70		Silte muito fino		
75		Silte médio		
80	Silte Argiloso	Silte muito fino	MH Siltos elásticos e inorgânicos	Lodo de cor cinza
85		Silte fino		
90		Silte muito fino		
95		Silte médio		
100	Silte Argiloso	Silte muito fino	MH Siltos elásticos e inorgânicos	Lodo de cor cinza
105		Silte fino		
110		Silte muito fino		
115		Silte médio		
120	Silte Argiloso	Silte muito fino	MH Siltos elásticos e inorgânicos	Lodo de cor cinza
125		Silte fino		
130		Silte muito fino		
135		Silte médio		
140	Silte Arenoso	Silte muito fino	MH Siltos elásticos e inorgânicos	Lodo arenoso com a presença de Numulítídeos
145		Silte fino		
150		Silte muito fino		
155		Silte médio		
160	Silte Argiloso	Silte muito fino	MH	Lodo de cor cinza
165		Silte fino		

Escala granulométrica de Wentworth (1922) modificada em Dias (2004)

Classificação compósita (Dias, 2004)	Escala ϕ	Escala mm/μm
Bloco	— -9 ϕ —	512 mm —
	-8 ϕ —	256 mm —
Seixo		
	-5 ϕ —	32 mm —
Cascalho muito grosseiro	-4 ϕ —	16 mm —
Cascalho grosseiro	-3 ϕ —	8 mm —
Cascalho médio	-2 ϕ —	4 mm —
Cascalho fino	-1 ϕ —	2 mm —
Areia muito grosseira	0 ϕ —	1 mm —
Areia grosseira	1 ϕ —	0,500 mm —
Areia média	2 ϕ —	0,250 mm —
Areia fina	3 ϕ —	0,125 mm —
Areia muito fina	4 ϕ —	0,0625 mm —
Silte grosseiro	5 ϕ —	31 μ m —
Silte médio	6 ϕ —	15,6 μ m —
Silte fino	7 ϕ —	7,8 μ m —
Silte muito fino	8 ϕ —	3,9 μ m —
Argila grosseira	9 ϕ —	2,0 μ m —
Argila média	10 ϕ —	0,98 μ m —
Argila fina	11 ϕ —	0,49 μ m —
Argila muito fina	12 ϕ —	0,24 μ m —
Coloide	— 13 ϕ —	0,12 μ m —

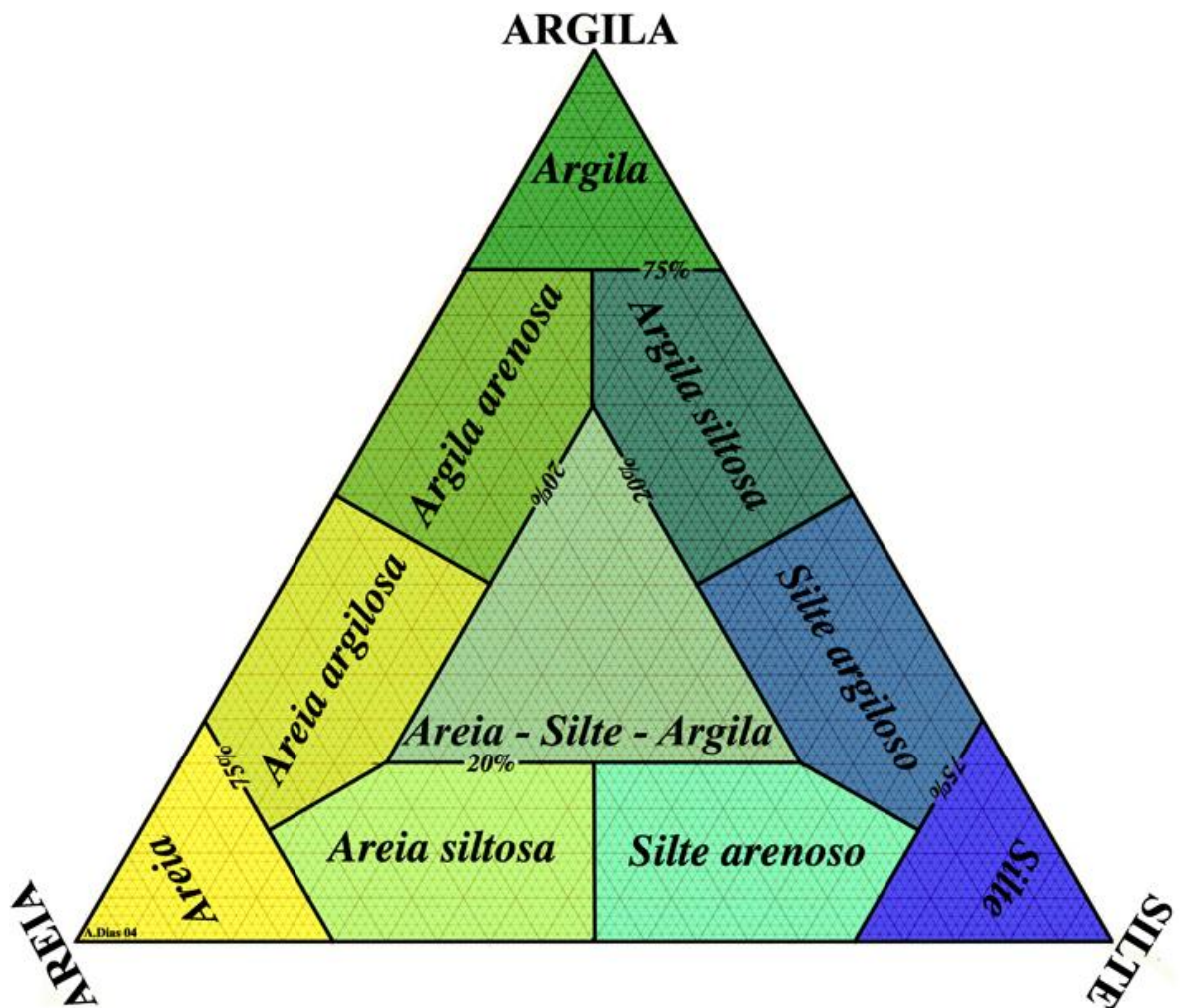
Classificação quanto à assimetria (Folk, 1974).

Assimetria	
Extremamente positiva	$> +0,3$
Positiva	$+0,3 \text{ to } +0,1$
Simétrica	$+0,1 \text{ to } -0,1$
Negativa	$-0,1 \text{ to } -0,3$
Extremamente negativa	$< -0,3$

Classificação quanto ao desvio padrão (Folk, 1974).

Desvio Padrão	
Muito bem calibrado	$< 0,35$
Bem calibrado	$0,35 \text{ to } 0,50$
Medianamente bem calibrado	$0,50 \text{ to } 0,70$
Medianamente calibrado	$0,70 \text{ to } 1,00$
Mal calibrado	$1,00 \text{ to } 2,00$
Muito mal calibrado	$2,00 \text{ to } 4,00$
Extremamente mal calibrado	$> 4,00$

Esquema triangular de Shepard (1954) para classificação textural dos sedimentos finos (adaptado de Dias, 2004)



Sistema Unificado de Classificação de Solos

Field identification procedures (Excluding particles larger than 75mm and basing fractions on estimated weights)				Group symbols 1	Typical names	Information required for describing soils	Laboratory classification criteria			
Coarse grained soils More than half of material is larger than .075mm sieve size The .075mm sieve size is about the smallest particle visible to the naked eye	Gravels More than half of coarse fraction is larger than 2.36mm	Clean gravels (little or no fines)	Wide range of grain size and substantial amounts of all intermediate particle sizes	GW	Well graded gravels, gravel-sand mixtures, little or no fines	Give typical names: indicate approximate percentages of sand and gravel: maximum size; angularity, surface condition, and hardness of the coarse grains: local or geological name and other pertinent descriptive information and symbol in parentheses. For undisturbed soils add information on stratification, degree of compactness, cementation, moisture conditions and drainage characteristics. Example: Silty sand, gravelly; about 20% hard angular gravel particles 12.5mm maximum size; rounded and subangular sand grains coarse to fine, about 15% non-plastic fines with low dry strength; well compacted and moist in places; alluvial sand; (SM)	Determine percentages of gravel and sand from grain size curve Depending on percentages of fines (fraction smaller than .075mm sieve size) coarse grained soils are classified as follows Less than 5% GW, GP, SW, SP More than 12% GM, GC, SM, SC Borderline case requiring use of dual symbols $C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}}$ Greater than 4 $C_c = \frac{(D_{30})^2}{D_{10} \times D_{60}}$ Between 1 and 3 Not meeting all gradation requirements for GW Atterberg limits below "A" line or PI less than 4 Atterberg limits above "A" line with PI greater than 7 $C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}}$ Greater than 6 $C_c = \frac{(D_{30})^2}{D_{10} \times D_{60}}$ Between 1 and 3 Not meeting all gradation requirements for SW Atterberg limits below "A" line or PI less than 4 Atterberg limits above "A" line with PI greater than 7			
			Predominantly one size or a range of sizes with some intermediate sizes missing	GP	Poorly graded gravels, gravel-sand mixtures, little or no fines					
			Non-plastic fines (for identification procedures see ML below)	GM	Silty gravels, poorly graded gravel-sand-silt mixtures					
			Plastic fines (for identification procedures see CL below)	GC	Clayey gravels, poorly graded gravel-sand-clay mixtures					
	Sands More than half of coarse fraction is smaller than 2.36mm	Clean sands (little or no fines)	Wide range in grain sizes and substantial amounts of all intermediate particle sizes	SW	Well graded sands, gravelly sands, little or no fines					
			Predominantly one size or a range of sizes with some intermediate sizes missing	SP	Poorly graded sands, gravelly sands, little or no fines					
		Sands with fines (appreciable amount of fines)	Non-plastic fines (for identification procedures, see ML below)	SM	Silty sands, poorly graded sand-silt mixtures					
			Plastic fines (for identification procedures, see CL below)	SC	Clayey sands, poorly graded sand-clay mixtures					
			Identification procedure on fraction smaller than .425mm sieve size							
			Silt and clays liquid limit less than 50	Dry strength crushing characteristics	Dilatency (reaction to shaking)			Toughness (consistency near plastic limit)		
None to slight	Quick to slow	None		ML	Inorganic silts and very fine sands, rock flour, silty or clayey fine sands with slight plasticity	Give typical name; indicate degree and character of plasticity, amount and maximum size of coarse grains: colour in wet condition, odour if any, local or geological name, and other pertinent descriptive information, and symbol in parentheses For undisturbed soils add information on structure, stratification, consistency and undisturbed and remoulded states, moisture and drainage conditions Example Clayey silt, brown: slightly plastic; small percentage of fine sand; numerous vertical root holes: firm and dry in places; loess; (ML)				
Medium to high	None to very slow	Medium		CL, CI	Inorganic clays of low to medium plasticity, gravelly clays, sandy clays, silty clays, lean clays					
Slight to medium	Slow	Slight		OL	Organic silts and organic silt-clays of low plasticity					
Slight to medium	Slow to none	Slight to medium		MH	inorganic silts, micaceous or dictomaceous fine sandy or silty soils, elastic silts					
High to very high	None	High		CH	Inorganic clays of high plasticity, fat clays					
Medium to high	None to very high	Slight to medium		OH	Organic clays of medium to high plasticity					
Highly organic soils				Pt	Peat and other highly organic soils					
Readily identified by colour, odour spongy feel and frequently by fibrous texture										

Use grain size curve in identifying the fractions as given under field identification

Plasticity chart for laboratory classification of fine grained soils

Use grain size curve in identifying the fractions as given under field identification

